

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



TESIS

**CARACTERIZACIÓN DE SEÑALES DE DIFERENTE MECANISMO
SÍSMICO EN EL NORESTE DEL ALTIPLANO MEXICANO**

PRESENTA

CHRISTIAN MORENO TORRES

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

NOVIEMBRE, 2017



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La Tesis

**CARACTERIZACIÓN DE SEÑALES DE DIFERENTE MECANISMO SÍSMICO EN
EL NORESTE DEL ALTIPLANO MEXICANO**

Elaborada por

CHRISTIAN MORENO TORRES

Ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

Dr. Oscar Mario Romero de la Cruz

Director de Tesis

Linares, Nuevo León, México

Noviembre de 2017



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**CARACTERIZACIÓN DE SEÑALES DE DIFERENTE MECANISMO
SÍSMICO EN EL NORESTE DEL ALTIPLANO MEXICANO**

Que presenta

CHRISTIAN MORENO TORRES

Ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

Comité de Tesis

Dr. Oscar Mario Romero de la Cruz
Director de Tesis

Dr. Sóstenes Méndez Delgado
Co-Director de Tesis

Dr. Gabriel Chávez Cabello
Co-Director de Tesis

Linares, Nuevo León, México

Noviembre de 2017

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Oscar Mario Romero de la Cruz por compartir sus conocimientos y por su valiosa guía a lo largo del desarrollo de esta tesis.

Al Dr. Gabriel Chavez Cabello y Al Dr. Sóstenes Mendez Delgado, por su disposición y ayuda ofrecida para la realización de este trabajo. Y al igual que por la dedicación entregada en las materias que tuve el privilegio de llevar durante la Maestria.

A mis padres Everardo y Nelly y a mi hermana Valeria por todo el apoyo, confianza y cariño a lo largo de mi vida.

A mis grandes amigos Rodrigo e Iván por su sincera amistad, por todas las aventuras vividas, por su tiempo; por ser los mejores amigos que pudieron haberme acompañado en esta etapa.

A Myriam, Jorge Merlo, Carlos, Xavi, Manuel, Jovanny, Anna, Raul, Chava, Meme, Saimon, Cheke, Karenny, Yahaira y al Dr. Velasco por su amistad, ayuda o por haber sido partícipes de este trabajo.

Al CONACYT por todo el apoyo realizado en estos dos años ya que me ha generado cambios profundos y ha permitido alcanzar esta gran meta.

DEDICATORIA

A Dios.

Por haberme permitido llegar hasta este punto y haberme dado salud para lograr mis objetivos, además de su infinita bondad y amor.

A mi madre

Por haberme apoyado en todo momento, por sus consejos, sus valores, por la motivación constante que me ha permitido ser una persona de bien, pero más que nada, por su amor.

A mi padre

Por los ejemplos de perseverancia y constancia que lo caracterizan y que me ha infundado siempre, por el valor mostrado para salir adelante y por su amor.

A mi hermana

Por ser amor, apoyo, cariño y amistad entregado durante todo estos años, has sido siempre una razón para seguir hacia adelante.

LISTA DE CONTENIDO

Lista de Figuras	v
Lista de Tablas.....	ix
Resumen	x
Abstract.....	x
I GENERALIDADES.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Antecedentes.....	2
1.3 Área de Estudio	3
1.4 Planteamiento del problema	3
1.5 Hipótesis	5
1.6 Objetivo	5
1.7 Metas	5
1.8 Metodología.....	5
II TECTÓNICA Y SISMICIDAD REGIONAL	7
2.1 Tectónica regional	7
2.2 Fallas principales en el Noreste del Antiplano de México	11
2.2.1 Falla San Marcos	11
2.2.2 Falla La Babia.....	12
2.2.3 Megacizalla Mojave-Sonora.....	12
2.3 Sismicidad en el Noreste del Altiplano de México.....	14
III MARCO TEÓRICO	17
3.1 Modelo de Corteza.....	17
3.1.1 Modelado Isostático.....	17
3.1.2 Modelado Isostático por aproximaciones de barras semi-infinitas.....	19
3.2 Localizaciones de terremotos	22
3.2.1 Localización mediante inversión de tiempo de arribo	25
3.3 Magnitudes	33
3.3.1 Magnitud de Coda (MC).....	35
3.3.2 Magnitud de Momento (Mw)	35
3.4 Mecanismos Focales.....	37
3.4.1 Determinación del mecanismo focal usando FOCMEC.....	41
3.4.2 Determinación de mecanismo focal usando HASH.....	42

IV INSTRUMENTACION Y PROCESAMIENTO	44
4.1 Etapa Instrumental	44
4.2 Procesamiento de datos.....	47
4.2.1 Corrección por Respuesta Instrumental	50
4.2.2 Localizaciones	51
4.3 Análisis e Interpretaciones.....	63
4.3.1 Eventos dentro de la Secuencia Sedimentaria deformada de la Sierra Madre Oriental.....	71
4.3.2 Eventos dentro de la Corteza Inferior y Superior	74
4.3.3 Eventos Profundos	76
V MECANISMO DE FUENTE	79
5.1 Introduccion.....	79
5.2 Solución al plano de falla	79
5.2 Análisis y Discusión	81
VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	92
6.1 Conclusiones.....	92
6.2 Recomendaciones	93
BIBLIOGRAFIA	94
ANEXOS	104

Lista de Figuras

Figura 1.1	Mapa satelital del Noreste de México; el recuadro izquierdo muestra los 4 estados que cubrió el monitoreo sismológico al igual las estaciones de banda ancha del SSN, mientras el recuadro de la derecha, muestra la distribución espacial de las estaciones sismológicas en la parte Sur de Nuevo León. Triángulos Amarillos: RAY-Rayones; SRO-San Roberto, PAB-Pablillo los últimos dos en Galeana N.L. Los triángulos rojos representan las estaciones banda ancha del SSN, MNIG: Mederos y LNIG: Linares ubicadas en el Sur de Nuevo León.	4
Figura 2.1	Mapa con algunos lineamientos estructurales y paleo-elementos regionales de la Sierra Madre Oriental (Modificado de Marret y Aranda, 2001).	10
Figura 2.1 2	Distribución de los bloques de corteza y terrenos Mexicanos formalmente nombrados. Cz – Cenozoico, Gu – Guatemala, Ho –Honduras, Mz – Mesozoico, Pz – Paleozoico, Sa – Salvador, TMVB – Cinturón volcánico Trans-Mexicano del Neogeno. Tomado y modificada de Dickinson y Lawton (2001).	13
Figura 2.1.3	Modelos geodinámicos propuestos por Mazzotti (2007). En la Figura (a), distribución aleatoria: Los terremotos pueden ocurrir donde sea, pero con magnitudes y recurrencias limitadas. (b) Zona de Límite de bloques: Los terremotos son asociados con estructuras litosféricas a gran escala, su recurrencia es limitadas. (c) Zona débil localizada: Los terremotos se concentran a lo largo de estructuras paleotectónicas asociadas con capas débiles en la Corteza inferior o Manto superior. (d) Zona débil a gran escala: Los terremotos ocurren a lo largo de estructuras locales y pequeñas asociadas con zonas de debilidad en la litósfera.	15
Figura 3.1	Ilustración del modelo isostático de Airy. La capa superior tiene una densidad ρ_u y la inferior una densidad ρ_s . La compensación isostática es lograda por variación del espesor de la capa superior. Dentro de las montañas existirá una raíz profunda, mientras que en las cuencas oceánicas habrá una anti-raíz (Tomado de Fowler, 2015).	18
Figura 3.2	Esquema de una barra semi-infinita, la anomalía medida en la superficie es $[\Delta g]_z$, donde \emptyset es la medida en radianes, z la profundidad al centro del bloque, y x la distancia al borde del bloque (Modificado de Lillie, 1993; Lowrie, 2007).	20
Figura 3.3	Modelo Isostático de Airy representativo para un margen pasivo en equilibrio isostático. Las principales contribuciones como efecto del agua y efecto del Manto en un margen pasivo continental tienen iguales magnitudes pero diferentes gradientes, esto provoca un efecto de borde positivo y negativo debido a la suma de las contribuciones..	21
Figura 3.4	Modelo Isostático de Airy representativo para una cadena montañosa de 2 km de altura en equilibrio isostático. La Anomalía de aire libre para una cadena montañosa tiene efecto de borde debido a la diferencia de gradientes de las contribuciones topográfica y raíz. El contraste de densidad ($\Delta\rho$) de la Corteza y Manto será el resultado de una resta entre la topografía vs. el aire (+2.67 g/cm ³) y la raíz de la corteza vs. el Manto (-0.43 g/cm ³).	21
Figura 3.5	Localización de epicentro con el método de los círculos. La localización es obtenida a partir de las lecturas de las estaciones S1, S2 y S3. La intercepción de los tres círculos (área sombreada), representa la estimación del epicentro (Tomado de Havskov & Ottemöller, 2010).	23
Figura 3 6	Ejemplo de un diagrama Wadatti. El intercepto con el eje x produce el tiempo de origen de un evento sísmico. La pendiente de la línea es 0.77,	24

	entonces el coeficiente v_p/v_s es 1.77 (Tomado de Havskov & Ottemöller, 2010).	
Figura 3.7	Diagrama de Flujo del algoritmo HYPOCETER (Modificado de Lienert et al, 1986).	34
Figura 3.8	Espectro en frecuencia de la onda P y S para un evento sísmico. El espectro de la onda P es mostrado a la izquierda, mientras que el espectro de la onda S esta a la derecha. Las líneas dibujadas sobre los espectros indican la selección manual de la frecuencia de esquina. Para este procesamiento se usó el espectro Vertical (Modificado Havskov & Ottemöller, 2010).	36
Figura 3.9	a) Primeros movimientos de la onda P desde diferentes direcciones, el plano principal de falla es partido transversalmente por el plano auxiliar para formar los cuatro cuadrantes de compresión y dilatación (Tomado y modificado de Stein & Wyssession, 2013). b) Sección transversal de un mecanismo focal perteneciente a una falla inversa, las ondas radiantes viajan hacia arriba en forma de dilatación o compresión y son detectadas por los sismógrafos según su distancia en relación a la falla generadora (Tomados y modificados de Lillie, 1999).	38
Figura 3.10	Geometría de falla de un terremoto. La orientación del deslizamiento en el plano de fractura viene dado por la inclinación δ , el rumbo ϕ , que es medido a favor de las manecillas del reloj tomando como referencia el norte. El deslizamiento del bloque estará dado por λ , que es medido de forma anti horario al plano de falla (Tomado de Stein y Wyssession, (2003).	39
Figura 3.11	Mecanismos focales con varias geometrías, La falla de rumbo muestra un mecanismo puramente de movimiento de rumbo, las flechas indican el tipo de falla dependiendo el plano de falla de referencia, el cual puede ser NE-SW o NW-SE.	40
Figura 3.12	Diagrama de flujo para la determinación de mecanismos focales empleando el método de HASH (Hardbeck y Shearer, 2002).	43
Figura 4.1	a) Estructura de protección de una estación sísmica. b) Componentes principales de la estación sísmica (Acelerómetro, Sensor de velocidad, Panel Solar y controlador de carga).	44
Figura 4.2	Ubicación de las estaciones sismológicas el Sur de Nuevo León. Los triángulos amarillos representan las estaciones de periodo corto desplegadas para este trabajo, RAY: Rayones, SRO: San Roberto, PAB: Pablillo. Los triángulos rojos representan las estaciones banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN), MNIG: Mederos y LNIG: Linares ubicadas en el Sur de Nuevo León.	46
Figura 4.3	Registro de un evento sísmico convertido a formato Seisan y listo para procesar. Evento ocurrido el 19 de septiembre del 2016 a las 03:04:06 GTM.	49
Figura 4.4	Respuesta instrumental de la estación Rayones RAY, la gráfica de la izquierda muestra la respuesta en amplitud medida en cuentas/m, mientras la de la derecha muestra la respuesta en fase medida en grados.	50
Figura 4.5	Modelo de velocidades de la corteza utilizado por el SSN, la línea negra representa la velocidad de la onda P (en Gómez-Arredondo, 2016).	52
Figura 4.6	Perfiles gravimétricos (A-A') y (B-B') obtenidos mediante el modelado gravimétrico de anomalía de Bouguer en este trabajo. Perfil realizado por Mikus y Montana (1999) (C-C') en el frente de la SMOr. Los triángulos representan las estaciones sismológicas para este trabajo.	54
Figura 4.7	Modelo de corteza obtenido a partir del modelado isostático correspondiente al Perfil AA' (Oeste-Este) de la Figura 4.6. El contraste de densidad promedio de las capas $\Delta\rho$ es en g/cm^3 .	55
Figura 4.8	Modelo de corteza obtenido a partir del modelado isostático correspondiente al Perfil BB' (Sur-Norte) de la Figura 4.6. El contraste de	55

Figura 4. 9	densidad promedio de las capas $\Delta\rho$ es en g/cm^3 . Modelo de gravedad a lo largo del perfil C-C' (Figura 4.5). El modelo de corteza cruza el frente de la SMOr y el arco volcánico del Pérmico-Triásico temprano. El número entre paréntesis representa la densidad promedio de la capa en g/cm^3 (Tomado de Bartolini y Mickus, 2001).	57
Figura 4. 10	Modelo modificado de velocidades de la corteza obtenido en esta tesis.	59
Figura 4. 11	Comparación entre los modelo de velocidades. Línea negra es el modelo del SSN y la línea verde representa el modelo modificado en este trabajo.	59
Figura 4. 12	Diagrama Wadatti. La línea de tendencia muestra el ajuste a las lecturas tomadas, con un coeficiente V_p/V_s razonable para la localización (1.78). El punto encerrado indica un pequeño desajuste en una de las estaciones sismológicas (SRO) y es recomendable reajustar el dato para obtener una lectura más confiable. Evento ocurrido a un tiempo de origen 01:11:59 del 2017/08/30.	61
Figura 4. 13	Diagrama de tiempo de viaje. El gráfico nos muestra el ajuste entre los arribos de forma individual. Los valores de la parte inferior representan ladistancia (DIST), tiempo (TIME) y residual (RMS) asociada a cada registro de las estaciones. Si el RMS es muy alto, es recomendable reajustar los arribos. Evento ocurrido a un tiempo de origen 03:04:06 del 2016/09/19.	62
Figura 4. 14	Ventana de un sismograma de un evento ocurrido del a las 02:14:30 GTM 19 de septiembre del 2016. Las marcas IP y ES representan la selección del arribo de la onda impulsiva P y onda emergente S. Los pesos asociados, arribos y el valor de Coda también son asignados a cada traza, para el cálculo dentro de Hypocenter o Hypoinverse.	63
Figura 4. 15	Distribución espacial de los 60 eventos estudiados del total de los registrados desde Julio-2016 a Mayo 2017, con los dos modelos de velocidades utilizados en el presente trabajo. Los puntos azules representan los eventos localizados a partir del modelo del SSN, mientras que los puntos verdes indican los localizados con el modelo propuesto para la región del Noreste del Altiplano Mexicano.	66
Figura 4. 16	a) El diagrama representa los residuales obtenidos en el proceso de localización por los modelos de velocidades utilizados especialmente al oeste de la SMOr. b) Muestra los residuales observados para las localizaciones al este de la SMOr.	67
Figura 4. 17	Diagrama de las profundidades obtenidas en la localización de los eventos. El promedio de las profundidades se encuentran entre los 5 a 25 km de profundidad para la mayor cantidad de los eventos.	68
Figura 4. 18	Distribución espacial de los 17 eventos con profundidad menor a 5 km registrados en el periodo de Julio-2016 a Mayo 2017. Los círculos azul fuerte representan las localizaciones obtenidas al Oeste de la SMOr con el modelo de velocidades propuesto en este trabajo. Los círculos azul cielo representan localizaciones al Este de la SMOr con el mismo modelo de velocidades. Las etiquetas marcadas en cada círculo representa la fecha del registro de cada evento.	72
Figura 4. 19	Distribución espacial de los eventos con profundidades de 6 a 10 km registrados en el periodo de Julio-2016 a Mayo 2017. Los círculos rosas representan localizaciones con estimaciones de profundidades entre los 6 a 10 km, los círculos azules profundidades de 10 a 20 km, mientras que los rojos, profundidades de 20 a 43 km.	75
Figura 4. 20	Distribución espacial de tres eventos de gran profundidad registrados en el periodo de Julio-2016 a Mayo 2017. Los círculos azul morados representan las localizaciones obtenidas con el modelo de velocidades propuesto en este trabajo.	77
Figura 4. 21	Magnnitudes obtenidas al Noreste de la SMOr. Los círculos indican la ubicación epicentral, mientras el color la magnitud de Coda del evento.	78

Figura 5. 1	Comparación entre las soluciones de fallas generadas por dos diferentes métodos, FOCMEC (Línea azul) y HASH (Línea verde). Los sismogramas de la parte de abajo muestran las polaridades de la onda P, usadas para el cálculo de los mecanismos para las estaciones de Rayones (RAY) y San Roberto (SRO).	80
Figura 5. 2	Mapa Regional de la Saliente de Monterrey; Modificado de Ramírez-Peña (2017). Los pentagonos rojos representan la ubicación de los eventos sísmicos con profundidad menor a 6 km.	82
Figura 5. 3	Sección estructural a través de la saliente de Monterrey. El punto A representa al evento del 02:14:06 mientras que B al de 03:04:06 del 19 de Septiembre del 2016. Tomado y modificado de Eguiluz et al., 2000).	84
Figura 5. 4	Sección geológica del cañón Santa Rosa entre Iturbide y Linares Nuevo Leon. La ubicación hipocentral del evento sísmico es representada con el círculo negro. Tomado y modificado de Torres-Ramos (2017).	84
Figura 5. 5	Sección estructural entre la cuenca de la mesa central y Nuevo Leon. La ubicación hipocentral de los eventos del 22 de Septiembre del 2016 y el 22 de Mayo se representan con los círculos rojos. Tomado y Modificado de Fítz-Díaz (2017).	84
Figura 5. 6	Distribución espacial y mecanismos focales de los eventos sísmológicos localizados con el modelo de velocidades propuesto en el presente trabajo. El número junto al mecanismo focal representa el número de la de la tabla 5.1.	85
Figura 5. 7	Distribución espacial y mecanismos focales de los eventos sísmológicos localizados con el modelo de velocidades propuesto en el presente trabajo. El número junto al mecanismo focal representa el número de la de la tabla 5.1.	86
Figura 5. 8	Modelo de gravedad a lo largo del perfil C-C' (Figura 4.5). Este modelo cruza el arco volcánico Triásico tardío-Jurásico medio, el frente de la Sierra Madre Oriental y el arco volcánico del Pérmico-Triásico temprano. El número en paréntesis representa los valores de densidad del cuerpo y los puntos rojos representan la ubicación hipocentral de los 9 eventos restantes de la tabla 5.1 cuya profundidad varía entre los 6 a 15 km de profundidad. (Modificado de Bartolini & Mickus, 2001).	88
Figura 5. 9	Localización y solución de plano de falla del evento ocurrido el 17 de enero del 2017 a las 12:08:03 GTM a 3 kilómetros de San Roberto, con una profundidad de 137 Km y magnitud de momento de 2.8. El mecanismo generado es de tipo de rumbo con componente inverso. P y T indican los ejes de Presión y Tensión, respectivamente.	90
Figura 5. 10	Configuración de límites y Terrenos Tectono Estratigráficos del Noreste de México. Tomado de Dickinson y Lawton (2001). Los círculos rojos representan los eventos de mayor profundidad localizados al Noreste de México. El círculo superior es perteneciente al evento registrado el 14/01/2017 a las 19:29:19 GMT, y el círculo inferior al del 17/01/2017 a las 12:08:02.	91

Lista de Tablas

Tabla 4. 1	Ubicación geográfica de las estaciones sísmicas de periodo cortó desplegadas en el Sur del estado de Nuevo León en esta tesis y las pertenecientes del Servicio Sismológico Nacional.	45
Tabla 4. 2	Programas ejecutables integrados en SEISAN que permiten convertir a formato propio .sei y corregir algunos errores que presenten las trazas.	48
Tabla 4. 3	Modelo de velocidades del el SSN, utilizado por Gómez Arredondo (2014).	52
Tabla 4. 4	Modelo mejorado de velocidades, para el Oeste de la Sierra Madre Oriental.	58
Tabla 4. 5	Datos de localización epicentral para Noreste del Altiplano Mexicano (en el Sur de Nuevo León) para el periodo de Julio 2016 al Mayo 2017.	69
Tabla 5. 1	Soluciones de los mecanismos focales generados para los terremotos de la región del Noreste de México. La última columna indica el mecanismo generador.	87

Resumen

En la región del noreste de México existe evidencia de ocurrencia y localización de temblores que han sido registrados y publicados en diversos catálogos sísmicos y revistas geofísicas. Instalaciones de estaciones sismológicas temporales operando en la región han logrado determinar y localizar actividad sísmica principalmente en y los alrededores de la zona metropolitana de Monterrey. Sin embargo, los epicentros que corresponden a la región noreste del Altiplano Mexicano (Sur de Nuevo León y Coahuila), presentan sesgos en sus estimaciones de localización, carencia de mecanismos focales y una poca correlación con algunas fallas geológicas existentes en la región. En este trabajo, se llevó a cabo un despliegue de estaciones temporales que permitió una mejor cobertura para la adquisición de eventos sísmico al Oeste de la Sierra Madre Oriental (SMOr), puesto que registró eventos del Sur de Nuevo León y Coahuila. Se determinó un modelo de corteza para el Oeste de la SMOr con una espesor cortical de 43 km y se propuso un modelo de velocidades a partir de una estimación de la relación V_p/V_s de 1.71 (estimada de diagramas de Wadatti). El modelo resultante se utilizó para estimar localizaciones epicentrales en la parte noreste del Altiplano Mexicano, ya que su naturaleza difiere de aquel modelo para estimar las localizaciones al este de la Sierra Madre Oriental. El monitoreo realizado en el sur del Nuevo León, muestra evidencia de actividad sísmica en la región y distribuida en el área de la SMOr con una alineación NW-SE, que podría estar a su vez relacionada con diversas estructuras geológicas como fallas o cabalgaduras presentes en esta cadena plegada, como dos eventos del 19 de septiembre del 2016 con profundidades de 4 km y M_w de 3.9, probablemente asociadas a fallas ubicadas entre los anticlinales de Pinal Alto y el Poleo. En la determinación de mecanismos focales, de los eventos considerados dentro de la corteza sedimentaria se caracterizaron dos eventos con fallamiento inverso, uno con una solución de falla normal, otro con fallamiento vertical y los restantes con soluciones de fallas laterales, que en su mayoría el eje P queda orientado al NW-SE, representando eventos de tipo extensivo. Se presentaron algunas profundidades mayores al espesor sedimentario las cuales podrían estar ligadas a estructuras basamento como los bloques del arco volcánico Triásico tardío-Jurásico Medio y el arco volcánico del Permico-Triásico al frente de la SMOr.

Abstract

In northeastern Mexico region there exist evidence of occurrence and location of earthquakes that have been documented and published in various seismic catalogs. Deployment of seismological stations have determined seismic activity mainly at and surround the urban area of Monterrey. However seismic epicenters located at northeastern Mexican Plateau (southern Nuevo León and Coahuila), show biases in their location, lackness of focal mechanisms and poor correlation with geologic faults in the region. In this work a deployment of a temporary seismic stations was carried out, this allowed a better coverage to record seismic events from southern Nuevo León y Coahuila. I estimated a crustal model using Bouguer gravity data for the west of the Sierra Madre Oriental, with a crustal thickness of 43 km, then a velocity model was proposed utilizing a V_p/V_s ratio of 1.71 which was estimated from Wadatti diagrams. The resultant model was applied to determine seismic locations of events from the northeastern of Mexican plateau, since its nature differs from the model used to estimate epicenters at east of Sierra Madre Oriental. The monitoring at south of Nuevo León showed evidence of seismic activity spreaded at Sierra Madre Oriental and aligned NW-SE. This could be in turn related to several geologic structures like normal and thrust faults at the folded chain, such the events recorded on September 19, 2016 with depths at 4 km and M_w 3.9, probably associated to faults traced between the anticlines Pinal Alto and Poleo. From focal mechanisms determinations, the events considered within the sedimentary crust, two events were characterized with reverse faulting, one with a normal fault solution, and another with vertical faulting, and the rest with solutions of lateral faults. Most of which focuses their P axis with orientation NW-SE, representing events of extensive type. Some depths greater than the sedimentary thickness were presented, which could be linked to basement complex structures such as the Late Triassic-Middle Jurassic volcanic arc blocks and the Permian-Triassic volcanic arc in front of the Sierra Madre Oriental.

I GENERALIDADES

1.1 Introducción

El noreste de México recientemente ha sido catalogado con presencia de actividad sísmica que se asocia a un sistema de intraplaca (Ramos-Zúñiga *et al*, 2012b). La actividad sísmica reciente reportada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), presenta movimientos de baja magnitud en el sur de Coahuila; gran parte del estado de Nuevo León, en el área metropolitana de Monterrey, en la región citrícola (Montemorelos, General Terán, Linares y Allende), el sur del estado (Galeana, Iturbide, Dr. Arroyo, Mier, Noriega) y parte del Altiplano Mexicano. Esta actividad se ha determinado mediante estudios de localización epicentral con modelos de corteza propuestos para la región en la parte Este de la Sierra Madre Oriental (SMOr). Sin embargo, no se ha determinado un modelo que describa los patrones de sismicidad observados tanto en el Este como en el Oeste de la SMOr, debido a que el modelo de corteza difiere lateralmente en ambos flancos de la cadena montañosa.

Gran parte de la distribución espacial de la sismicidad en el trabajo de Ramos-Zúñiga, *et al*. (2012a) queda ubicada al Este de la SMOr de acuerdo a los patrones obtenidos con los modelos geodinámicos propuestos. Sin embargo, la poca sismicidad registrada en el flanco Oeste de la SMOr se debe a la ausencia de instrumentación en la región. Esta sismicidad podría estar asociada a: 1) estructuras geológicas en el Sur de Nuevo León y parte del Altiplano Mexicano, 2) colapsos por disolución subterránea (municipio de Galeana) generados en formaciones compuestas por yesos y calizas masivas con alto índice de fracturamiento, como la Formación Minas-Viejas y Tamaulipas Inferior-Cupido, que facilitan el desarrollo de procesos kársticos (ej. dolinas), presentes en la litología del área, en la cual predomina la corrosión vertical, lo que suscita colapsos continuos (Huizar-Alvarez y Oropeza-Orozco, 1989). A las explosiones mineras, las cuales ocurren con gran frecuencia dentro de la altiplanicie entre los municipios de Galeana, N.L y Matehuala, San Luis Potosí. Como tercer posible tipo de fuente, es la presencia de elementos estructurales de la tectónica de la región, como fallas de tipo normal, inverso y lateral como podría ser el caso de la Falla San Marcos en el Sur de Coahuila, ampliamente documentadas por Chávez-Cabello *et al*. (2005).

1.2 Antecedentes

El monitoreo sísmico dentro del área del Noreste Mexicano es relativamente reciente, desde la instalación de la estación sismológica **LNIG** en Linares, Nuevo León, en enero del 2006 y la estación de Mederos ubicada en la Cd. de Monterrey (Febrero, 2012). Actualmente se ha logrado una mejor cobertura dentro del Noreste de México con el apoyo de estaciones sísmicas temporales de periodo corto en el Sur de Nuevo León, logrando una mejor cobertura espacial alrededor de las posibles fuentes sísmicas. Este aumento de estaciones sísmicas ha permitido alcanzar una mayor precisión en las determinaciones de localizaciones epicentrales de los eventos sísmicos y una mejora en la correlación con las evidencias históricas recopiladas en la literatura Galvan-Ramirez y Montalvo-Arrieta (2008), Montalvo-Arrieta (2009), y Ramos-Zuñiga *et al.* (2012a).

Para dar una explicación de la sismicidad en el Noreste de México, Ramos-Zuñiga *et al.* (2012a) presento un modelo geodinámico de intraplaca para explicar los patrones de sismicidad en la curvatura de Monterrey. Para ello toma un modelo geodinámico propuesto por Mazzotti (2007), donde aglutina las hipótesis propuestas por diversos autores para explicar la generación de terremotos en el interior de los continentes, y buscar el mejor modelo que se ajuste a la zona del Noreste de México. Sykes (1978) y Scholz (2002) mencionan que los terremotos de intraplaca en el interior de los continentes se generan en áreas de debilidad cortical pre-existentes tales como zonas de fallas y zonas de sutura, entre otras. Ramos-Zuñiga *et al* (2012a) concluye que estos patrones de sismicidad observados corresponden a un modelo conceptual de zona de límite entre bloques.

Diversos autores han relacionado la ocurrencia sísmica con la configuración tectónica del Noreste de México (Montalvo-Arrieta y Valdés, 2006; Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta, 2008; Montalvo-Arrieta *et al*, 2011; Yutsis *et al.*, 2012). Bartolini y Mickus (2001) presentan tres modelos de corteza a partir de datos de gravedad, sus modelos cruzan las provincias tectónicas mayores en el Noreste de México para explicar la evolución tectónica de la región. Gómez-Arredondo (2016) toma uno de los modelos gravimétricos de Bartolini y Mickus (2001) del sur de Nuevo León, para la relocalización de eventos sísmicos en el periodo de Agosto-Diciembre del 2012 en el área cercana a Linares, en el Noreste de México.

1.3 Área de Estudio

El área de estudio del presente trabajo queda definida en el Noreste del Altiplano Mexicano al Oeste de la provincia morfotectónica de la SMOr. Geográficamente comprende una parte del sur del estado de Nuevo León, en los municipios de Galeana y Rayones. El monitoreo sísmico se realizó con la instalación de tres estaciones de periodo corto que operaron entre los meses de Julio del 2016 a Junio del 2017, permitiendo la adquisición de la sismicidad en la parte limítrofe de los estados de Nuevo León y Coahuila, en el Suroeste de Nuevo León (Figura 1.1).

Adicionalmente, para tener una mejor cobertura, se consultaron varias estaciones de banda ancha del SSN pertenecientes a la red IG (Estaciones MCIG, MNIG, LNIG, GTIG) que operan en los municipios de Melchor Múzquiz, Coah., Monterrey y Linares, N. L., y Gómez Farías, Tamps.

1.4 Planteamiento del problema

La actividad sísmica originada en la zona Este de la (SMOr) es en gran medida detectada por estaciones situadas en las ciudades de Linares y Monterrey, N.L. pertenecientes al Servicio SSN. La ubicación de estas estaciones proporcionan buena cobertura de las posibles fuentes sísmicas para el flanco Este o frente estructural de la SMOr, Por otro lado, los estudios de los epicentros que corresponden a la región del Altiplano Mexicano en el Sur de Nuevo León y Coahuila, presentan sesgos en sus estimaciones de localización debido al poco estudio y baja cobertura de estaciones en esta área. Para el presente trabajo se presentan los resultados obtenidos por el despliegue de una red sismológica de período corto para cubrir una región determinada dentro del área montañosa de la SMOr que permita un monitoreo más extenso para el área de estudio e idéntica fuentes nuevas dentro del cinturón de pliegues y cabalgaduras que representa riesgos sísmicos para las comunidades de la montaña en el Sur del este de Nuevo León.

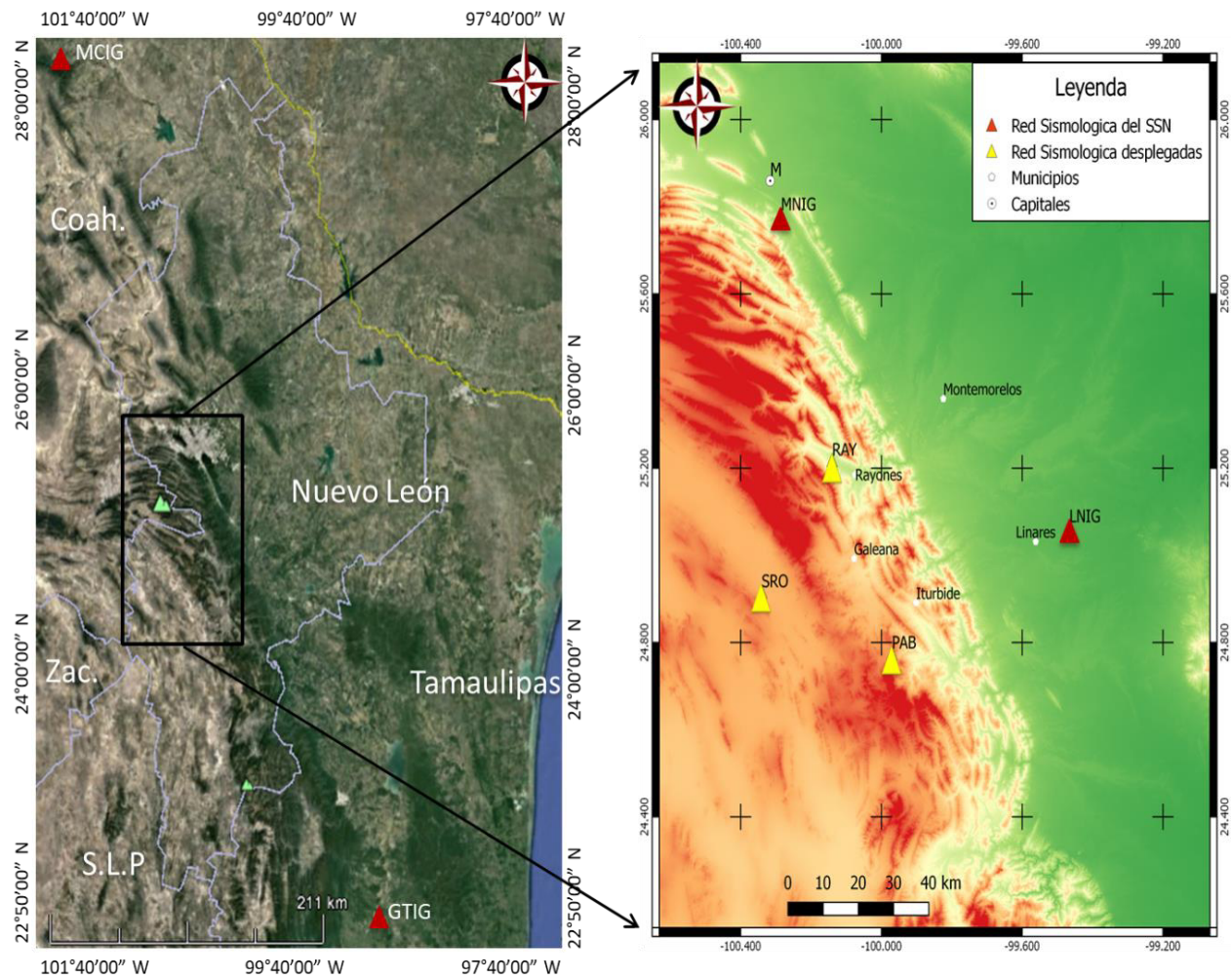


Figura 1.2 Mapa satelital del Noreste de México; el recuadro izquierdo muestra los 4 estados que cubrió el monitoreo sismológico al igual las estaciones de banda ancha del SSN, mientras el recuadro de la derecha, muestra la distribución espacial de las estaciones sismológicas en la parte Sur de Nuevo León. Triángulos Amarillos: RAY-Rayones; SRO-San Roberto, PAB-Pablillo los últimos dos en Galeana N.L. Los triángulos rojos representan las estaciones banda ancha del SSN, MNIG: Mederos y LNIG: Linares ubicadas en el Sur de Nuevo León.

1.5 Hipótesis

Las estructuras corticales presentes en la región tales como fallas geológicas o límites de bloques, al igual que las explosiones mineras y/o estructuras de colapso de tipo subterráneo, son los mecanismos generadores de sismicidad más probables registradas dentro de las estaciones de periodo corto desplegadas en la región.

1.6 Objetivo

Se tiene como objetivo de este trabajo, identificar el mecanismo que genera la sismicidad presente en el Noreste del Altiplano Mexicano, durante el periodo Julio del 2016 a Mayo del 2017.

1.7 Metas

- Estimar un modelo de corteza que ayude a la localización de los hipocentros
- Caracterizar las señales sísmicas en el sur de Nuevo León y establecer una clasificación de las fuentes de sísmicas
- Mostrar los mecanismos focales arrojados en el análisis

1.8 Metodología

La presente tesis se llevo acabo mediante cuatro etapas:

a) Revisión bibliográfica

Se llevo a cabo una revisión bibliografica amplia acerca de la evolución tectónica del Noreste de Mexico y su relacion con los estilos de deformación observados en la región. Asi mismo, se reviso diversos trabajos y reportes sismológicos diversos que proporcionaron información sobre la actividad sísmica registrada dentro de la región y

su relacion con las posibles fuentes sísmicas como estructuras corticales o de basamento, que pudieran originar sismicidad para la región.. La información recopilada es mostrada dentro de la sección II de la presente tesis, que a sus ves, es utilizada para los análisis e interpretaciones en la sección V. Por ultimo, tambien se revisaron algunas metodologias como el modelado isostático, que fue utilizado para el modelo de corteza se la sección IV, y algunos métodos iterativos para la localización de terremotos, que fueron utilizados en la presente tesis.

b) Periodo Instrumental

Se realizo el despliegue de sensores de velocidad en la región sur de Nuevo Leon con el objetivo de monitorear la sismicidad durante el periodo de Julio de 2016 a Mayo del 2017.

c) Procesamiento

Se realizo el procesamiento del enjambre sísmico detectado durante el periodo de adquisición, el cual inicio con la depuración de los eventos registrados hasta el procesamiento para la localización y determinación de los mecanismos focales desde la plataforma de SEISAN (2017). Este procesamiento es expuesto en la Seccion IV de la presente tesis.

d) Analisis de datos

Se llevó a cabo una correlacion espacial de las estructuras con la sismicidad detectada en la región y su relacion con los mecanismos focales generados, se usaron diversos mapas geológicos y secciones estructurales para la interpretación de esta información, que son mostrados en la sección V, y por ultimo se analizo la distribución espacial del enjambre sísmico para determinar la validez del modelo de velocidades propuesto en la Seccion IV de la presente tesis.

II TECTÓNICA Y SISMICIDAD REGIONAL

2.1 Tectónica regional

El marco tectónico y geológico del Noreste de México es explicado y discutido en diversos estudios y recopilaciones realizados por Guzmán y de Cserna (1963), Padilla y Sánchez (1986), Winker y Buffler (1988), de Cserna (1989), Salvador (1991^a), Sedlock *et al.* (1993), Wilson y Ward (1993), Ortega-Gutiérrez, *et al.* (1994), Dickinson y Lawton (2001), Fitz-Díaz *et al.* (2017). Estos autores exponen numerosos modelos para explicar los eventos tectónicos principales que han comprendido la evolución tectónica del Noreste de México, alguno de ellos pueden entrar en controversia pero la mayoría puede ser ampliamente aceptada.

En referencia a la evolución tectónica del Noreste de México entre el Precámbricos y Paleozoico, las interpretaciones o reconstrucciones propuestas tienen un nivel considerable de incertidumbre, debido a una amplia cubierta sedimentaria Mesozoica y Cenozoica que dificulta la observación directa de los afloramientos. Por otro lado existe escasa información de pozos perforadas y fechamientos radiométricos realizados en estas rocas (Sedlock *et al.*, 1993). No obstante, se ha logrado documentar algunas rocas precámbricas relacionadas con la orogenia Grenviliana, como las obtenidas en perforaciones de pozos al Este del anticlinorio Huizachal-Peregrina (Garrison *et al.*, 1980; Woods *et al.*, 1991; y Ramírez-Ramírez, 1992), la cual sugiere ser alóctono al área, con un origen en el Este de los Estados Unidos y posteriormente desplazado a su posición actual durante el paleozoico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995).

Otro evento característico iniciado durante el Paleozoico es el desarrollo del cinturón orogénico Ouachita Maratón (COOM) que se extiende actualmente a decenas de kilómetros a lo largo del margen pasivo del sur del Cratón Norte americano, cuyas evidencias muestran una cubierta sedimentaria paleozoica y rocas metamórficas de bajo grado, las cuales han sido encontradas igualmente en las perforaciones de Huizachal-Peregrina (Flawn *et al.*, 1961; Ramírez-Ramírez, 1992). Adicionalmente, la prolongación del COOM en la margen es respaldada también por perfiles sísmicos (Keller *et al.*, 1989b). Sedlock *et al.* (1993) argumentaron que aunque hay una falta de afloramiento del COOM en el Oeste de México o al

Sur de la región de Marathón, existen trabajos que proyectan el cinturón hacia el Centro-Oeste de Chihuahua (Flawn *et al.*, 1961), e indican una continuidad hacia el Sur entre los límites de Chihuahua y Coahuila (Handschy *et al.*, 1987). Estos trabajos son apoyados a partir de estudios, gravimétricos e isotópicos. El sistema orogénico Apalachiano y Ouachita son ampliamente atribuidos a la colisión entre Gondwana y Laurentia ocurridos en el Pérmico así como la región Baltica contra el occidente de Laurentia a finales del Paleozoico (Hatcher, 1972; King, 1975; Walper, 1980).

La evolución tectónica de la región durante el Mesozoico estuvo afectado por dos eventos tectónicos, el primero hace referencia a la ruptura del super continente Pangea y un subsecuente *ripping* que controló a la apertura del Golfo de México (Buffer y Sawyer, 1985; Salvador, 1987; Wilson, 1990; Ewing, 1991a) y el segundo, en relación a la subducción de la placa de Farallón en el Occidente de México (Coney, 1978; Dickinson, 1981; Damon y Shafiquillah, 1991; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992). Las evidencias que documentan la apertura del Golfo de México está en la una secuencia de depósitos clásticos no marinos del Triásico-Jurásico depositados en la cuenca del rift a lo largo del frente Este de la SMOr (Carrillo-Bravo, 1961; Salvador, 1987, 1991a; Michalzik, 1991). La apertura continental del Golfo de México en el Mesozoico y Cenozoico formó una secuencia sedimentaria de margen pasivo clásico, que incluye secuencias de evaporitas marinas del Jurásico medio, plataformas de carbonato del Cretácico y estratos clásticos (e.g., Coahuila y Valles-San Luis Potosí). Este espesor puede ser de 5 km en la sección Noreste del área de estudio (Mickus y Montana, 1999).

La subducción en la parte occidental de Pangea, que consumió litosfera oceánica de una serie de placas al occidente de lo que hoy es México, originó el arco granítico del Pérmico y Triásico tardío (Wilson, 1990; Damon y Shafiquillah, 1991; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Ruíz *et al.*, 1993; Torres-Vargas *et al.*, 1993) que se extiende como una franja delgada lineal desde Coahuila a Chiapas, el cual fue probablemente emplazado dentro del continente (Sedlock *et al.*, 1993). Evidencias de los granitoides se han logrado encontrar en numerosos pozos localizados en la Sierra de Tamaulipas (Byerly, 1991) y al Noroeste de Monterrey, Nuevo León (Padilla y Sánchez, 1986; Mickus y Montana, 1999).

La subducción al noroccidente de México generó con la orogenia Laramide entre Cretácico Superior y el Eoceno, la cual implicó deformación dentro de la placa continental formando el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Campa, 1985; Suter, 1987), cuyos estilos de deformación son diferentes por lo que implican la combinación de varios mecanismos de deformación (Chávez-Cabello, 2005),

El cinturón de pliegues y cabalgaduras es una zona estructural y morfológicamente continua, que se extiende desde Parral, Chihuahua, con orientación NW-SE, con un cambio E-W entre Torreón y Saltillo, posteriormente al NE-SW entre Saltillo y Monterrey, a partir del cual cambia su rumbo a casi NNW-SSE hasta Zongolín, en el estado de Veracruz. La extensión de la SMOr es de 800 km de longitud y de 80 a 100 km de amplitud (Campa y Coney, 1983, Eguiluz *et al.*, 2000).

Las secuencias sedimentarias están compuestas principalmente de rocas carbonatadas e intercalaciones clásticas que conforman actualmente la estratigrafía del Jurásico – Cretácico Superior en el Noreste de México (Michalzik, 1991; Goldhammer, 1999). Estas secuencias fueron levantadas y deformadas durante la orogenia Laramide, la cual ha sido atribuida a la acreción de terrenos sospechosos o bloques exóticos desarrollados en un margen activo, al borde oeste de Norte América durante el Cretácico Superior-Eoceno (Campa y Coney, 1983; Guerrero-Suástegui, 2004; Ramírez-Díaz, 2012). El desarrollo de estos pliegues estuvo controlado por tres mecanismos diferentes: i) deslizamiento flexural; ii) esfuerzo longitudinal tangencial y, iii) acortamiento interno paralelo a la capa (Chávez-Cabello *et al.*, 2004).

El mecanismo de deformación predominante tiene efecto en la geometría del pliegue, la distribución de esfuerzos, y el tipo de estructura desarrollada durante su deformación (e.g. clivaje, las fracturas de tensión o de cizalla, pliegues y fallas). Dichas estructuras delimitan el estilo de deformación tanto en zonas de contracción como en las de extensión, y en conjunto su intensidad y distribución definen el patrón de deformación (Fischer y Jackson, 1999), el cual puede ser repetido a diferentes escalas, tanto regional como local (Ramírez-Díaz, 2012).

La Figura 2.1 muestra las principales fallas en el Noreste de México, al igual que los paleo-elementos que rodean a la SMOr, tal como el bloque de Coahuila, algunos altos de basamentos del arco de Tamaulipas sepultados al oriente del frente tectónico de la SMOr.

Estos lineamientos han ayudado en el entendimiento de la evolución tectónica dentro de la región, destacando la falla San Marcos (McKee et al., 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005); el lineamiento de Saltillo – Torreón (De Cserna, 1976) y el lineamiento San Tiburcio (Mitre-Salazar, 1989). Los cuales han sido relacionados con la apertura del Golfo de México (Coney y Reynolds, 1977; Coney, 1985; Campa y Coney, 1983) o la reactivación de fallas de basamento durante la Orogenia Laramide como la falla San Marcos (Chávez-Cabello, 2005).

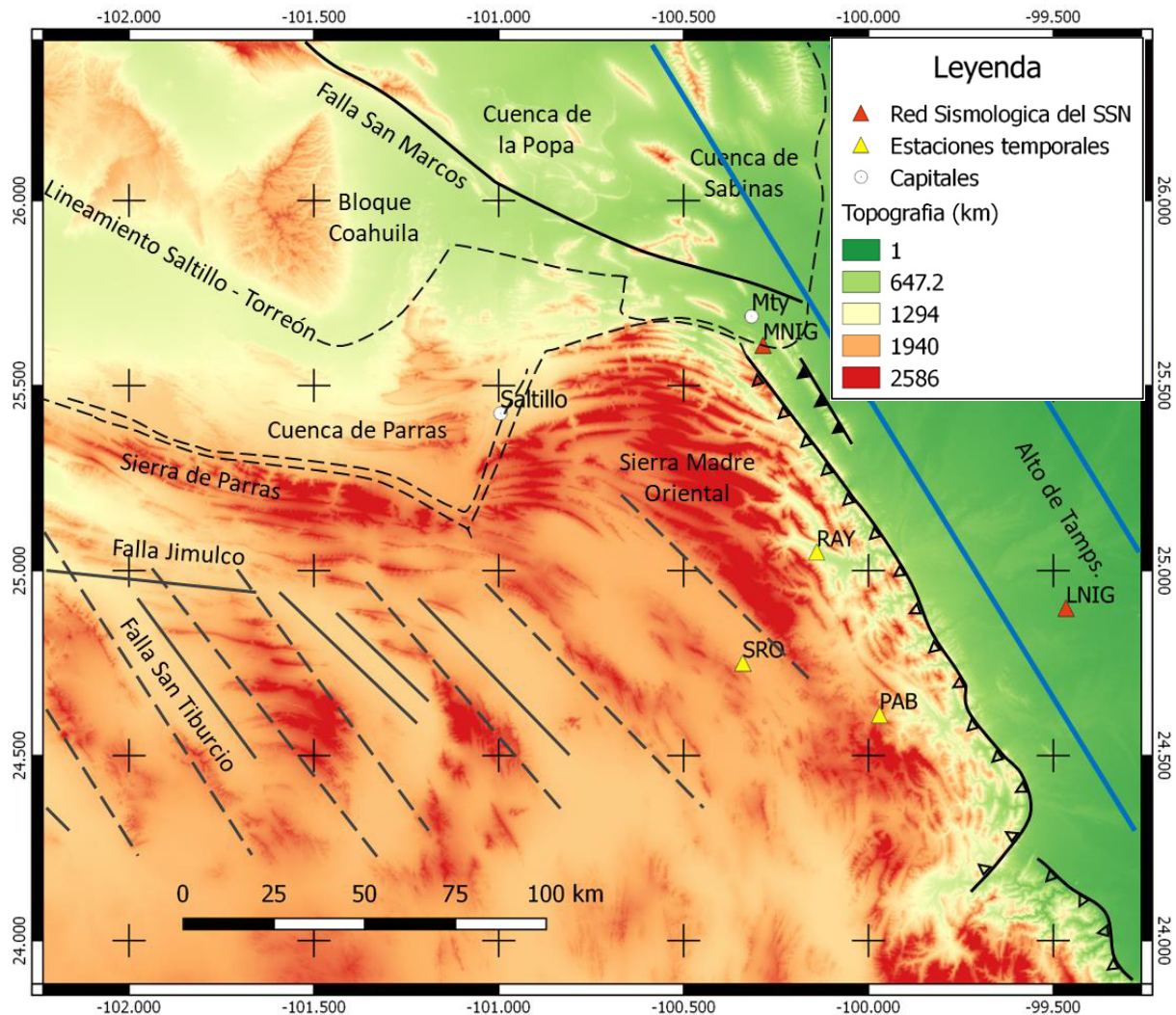


Figura 2.4. Mapa con algunos lineamientos estructurales y paleo-elementos regionales de la Sierra Madre Oriental (Modificado de Marret y Aranda, 2001).

2.2 Fallas principales en el Noreste del Antiplano de México

Dos de las fallas principales que han sido documentadas dentro de la literatura para el Noreste de México son las que limitan a la cuenca de Sabinas, las cuales son atribuidas a una fragmentación continental durante la primera etapa de apertura del Golfo de México (Dickinson y Lawton, 2001). Adicional a estas fallas, algunos autores agregan también una posible prolongación de la mega falla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974, Sedlock *et al.*, 1993), aunque existe mucha controversia sobre su existencia.

2.2.1 Falla San Marcos

La falla San Marcos (FSM) es un lineamiento estructural regional de basamento con más de 300 km de largo con rumbo W-NW en la parte central del estado de Coahuila (Figura 2.2), se propuso una posible prolongación hacia Chihuahua por otros 300 km (Aranda-Gómez *et al.*, 2007), esta falla inclina hacia N-NE y la evidencia más notable de la instauración de la falla está dada el depósito de cuña de sedimentos clásticos marinos en el bloque ubicado al Norte y de edad pre Tithoniano-Neocomiano (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). A su vez, la falla es considerada una estructura de basamento multirreactivada con cuatro eventos de reactivación. El primer evento de edad Neocomiano con componente normal importante a escala regional (McKee *et al.*, 1990), la cual generó el depósito de la Formación San Marcos, y una serie de fallas normales que actuaron en el Neocomiano, documentadas por Chávez-Cabello *et al.* (2005). El segundo evento fue inverso durante el Paleógeno y pudo incluir a fallas menores asociadas a la FSM, durante la orogenia Laramide. La tercera reactivación corresponde al evento post-Laramide en Coahuila, que es normal con componente lateral izquierda y ocurre entre el Mioceno tardío-Plioceno temprano; la interpretación se hizo con base en el reconocimiento de pliegues sinclinales suaves, con inmersión hacia el sureste y orientados N-NW en rocas volcánicas del Oligoceno (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). El cuarto y último evento, predominantemente normal durante el Plioceno – Cuaternario, fue propuesto también por Aranda-Gómez *et al.* (2005) afectó rocas volcánicas del campo volcánico de Camargo (5-0.09 Ma). Las fallas menores asociadas a la FSM presentan orientación desde E-W a WNW y son segmentos por la fallas El Caballo y El almagre (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

2.2.2 Falla La Babia

La falla La Babia también conocida como Falla Sabinas (Alfonso, 1978), fue inicialmente propuesta por Charleston (1981), corresponde a otra falla de basamento que se encuentra más al norte de la zona de estudio, delimitando al Norte a la cuenca de Sabinas o el denominado “*décollement du bassin de Sabinas*” (Tardy, 1980). Esta falla representa una de las principales fallas del Noreste de México, su orientación sigue una dirección lineal con rumbo NW-SE 55° (Puente-Solís, 2007, Figura 2.2), y sus primeros estudios han sido derivados del estudio de imágenes satelitales (Padilla y Sánchez, 1986). Smith (1981) sugirió que el acortamiento presente en el cinturón plegado de Coahuila (CPC) fue consecuencia de transpresión entre el cratón Coahuila-Texas y la plataforma de Coahuila, con desplazamientos laterales izquierdos acomodados por las fallas San Marcos y La Babia, en el Sur y Norte, respectivamente, que dispararon la intrusión de la secuencia evaporítica para generar las estructuras anticlinales aisladas observadas dentro del CPC.

2.2.3 Megacizalla Mojave-Sonora

La Megacizalla Mojave Sonora (MMS, Figura 2.1.2) fue propuesta por Silver y Anderson (1974), cuya hipótesis sugiere la existencia de un sistema de fallas de corrimiento lateral izquierdo con orientación NW-SE (Molina-Garza, 2005), activo en el Jurásico Medio-Tardío y que solucionaría los problemas de reconstrucción para el modelo de Pangea en algunos modelos tectónicos (Bullard et al., 1965; Pindell, 1985). Esta hipótesis está basada en la yuxtaposición de dos provincias de basamento Precámbrico, de distinta edad, en el noroeste de Sonora (Anderson et al., 1979).

En la actualidad, la existencia de esta falla es controversial, y aunque hay evidencias que apoyan la hipótesis de ésta, como correlaciones estratigráficas entre secuencias (Flawn and Díaz, 1959; Jones et al., 1995) que muestran grandes desplazamientos entre el Paleozoico tardío-Mesozoico, también hay evidencia que demuestra una falta de validez de la hipótesis de la MMS como datos geo-cronológicos y geoquímicos (Iriondo, 2001), estratigráficos (Stewart et al., 1999) y paleomagnéticos (Molina-Garza & Geissman, 1996). En el Noreste de México se infiere al Sur del Bloque Coahuila sobre la sierra transversa de Parras (Figura 2.2).

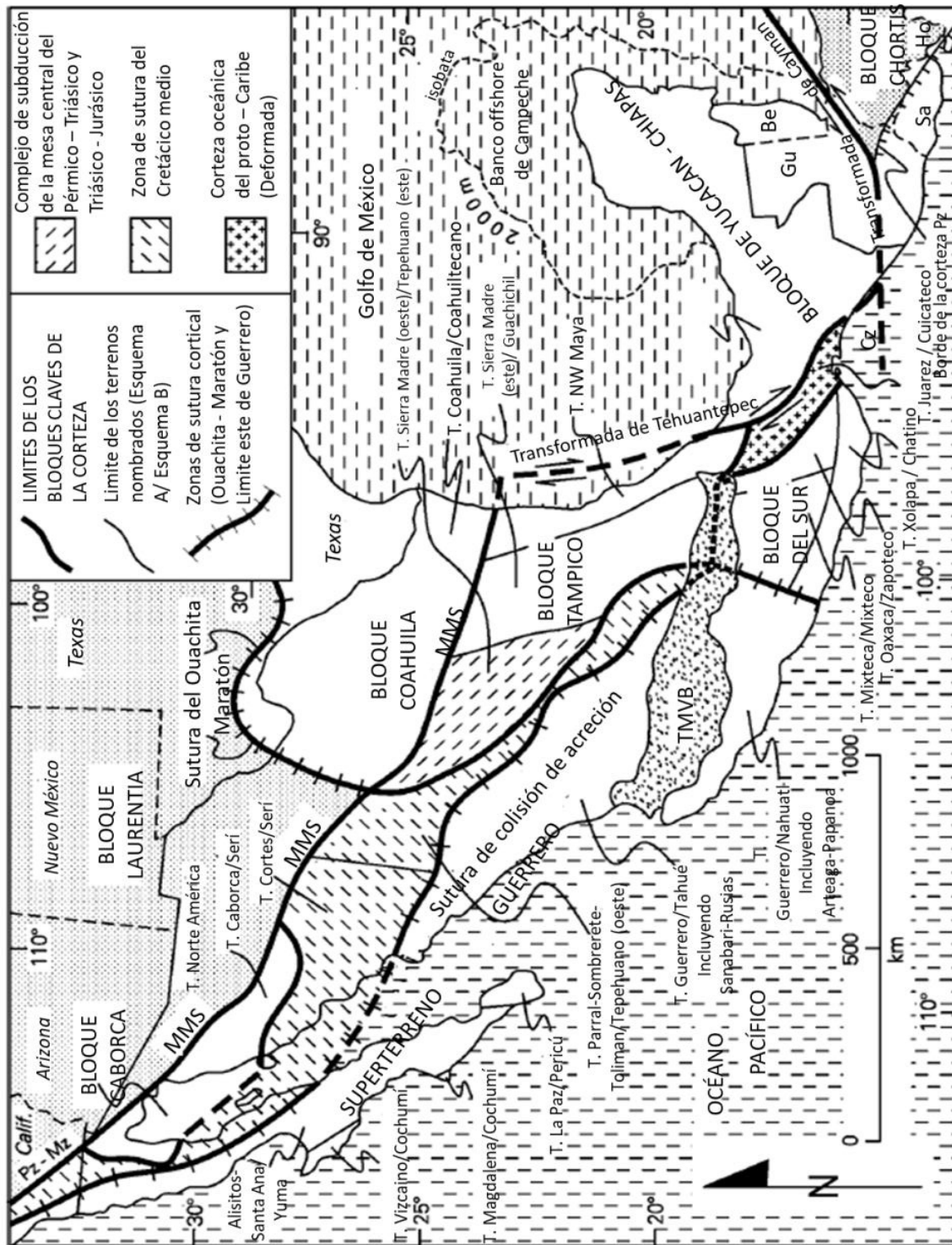


Figura 2.1 5. Distribución de los bloques de corteza y terrenos Mexicanos formalmente nombrados. Cz – Cenozoico, Gu – Guatemala, Ho – Honduras, Mz – Mesozoico, Pz – Paleozoico, Sa – Salvador, TMVB – Cinturón volcánico Trans-Mexicano del Neogeno. Tomado y modificada de Dickinson y Lawton (2001).

2.3 Sismicidad en el Noreste del Altiplano de México

El noreste de México es una región considerada tectónicamente estable, de baja sismicidad y con una ausencia de registros sísmicos del suelo (Montalvo-Arrieta, 2009). En los años recientes se ha despertado un interés por el estudio de la sismicidad en esta zona, esto ha llevado al despliegue de estaciones permanentes y temporales. No obstante, los estudios de la sismicidad en el interior del continente sea han llevado a cabo en tiempos de monitoreo corto, y una escasa correlación con comportamientos de fallas en el interior del continente.

Algunos estudios de monitoreo de sismicidad han reportado magnitudes bajas dentro de esta zona, siendo en promedio de M_c 2 - 4°. Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) recopilaron un catálogo de sismicidad histórica y reciente de 144 terremotos desde 1787 a 2006 en el Noreste de México, donde mencionan 3 eventos de gran magnitud a nivel regional: 1) Parral, Chihuahua en 1928, con M_w de 6.5 (Doser y Rodríguez, 1993), 2) Valentine, Texas en 1931, con M_w 6.4 (Doser, 1987), y 3) Alpine, Texas en 1995 con M_w 5.7 (Xie, 1998; Frohlich and Davis, 2002), a su vez existe evidencia histórica de magnitudes más altas, debido a la concentración de energía que originan eventos sísmicos de gran magnitud, pero en forma menos frecuente (Galvan-Ramirez y Montalvo-Arrieta, 2008; Montalvo-Arrieta, 2009, y Ramos-Zuñiga et al., 2012a).

Dentro de los estudios sísmicos que se han documentado para esta zona, la sismicidad presente en el área es asociada a mecanismos puramente de intraplaca (Ramos-Zuñiga *et al.*, 2012b). La recurrencia de los sismos en estas áreas no es tan frecuente como los sismos generados por sistemas de interplaca (Lay & Wallace, 1995), en el cual existe la interacción de los límites o fronteras de las placas tectónicas. Los mecanismos más comunes para explicar la sismicidad en sistemas de intraplaca están basados en conceptos de debilidad cortical y concentraciones de esfuerzos locales (Mazzotti, 2007), algunos de estos esfuerzos incluso pueden ser promovidos a partir de mecanismos termale (e.g, Talwani y Acree, 1985), y como es señalado por Jonhston *et al.* (1996), dos terceras partes de los terremotos de intraplaca ocurren en regiones caracterizados por estructuras Mesozoicas o más antiguas de extensión de la corteza: i.e., márgenes de rift, cuencas extensionales o aulacógenos. El propio Mazzotti (2007) propone cuatro modelos geodinámicos (Figura 2.3), definidos por las relaciones entre

los contrastes de esfuerzos litosféricos y la distribución de las deformaciones, junto con las características de los terremotos, que pueden ser aplicadas en diferentes regiones consideradas de intraplaca.

Ramos-Zuñiga *et al.* (2012a), describe la sismicidad en la provincia de la SMOr y la zona de transición entre SMOr y LICGN (Estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas y San Luis Potosí) con rasgos estructurales, alineamientos y fallas corticales, proponiendo que los patrones de sismicidad observados en el Noreste de México corresponden al modelo conceptual de zona de límite entre bloques como lo muestra la Figura 2.3b. En este modelo, la estructura tectónica se extiende sobre varios cientos de kilómetros y corta todo el espesor de la litósfera, lo que genera que la distribución espacial de los sismos quede limitada a lo largo de debilidades pre-existentes tal como zonas de fallas, como se presenta en la SMOr (Ramos-Zuñiga, 2012a).

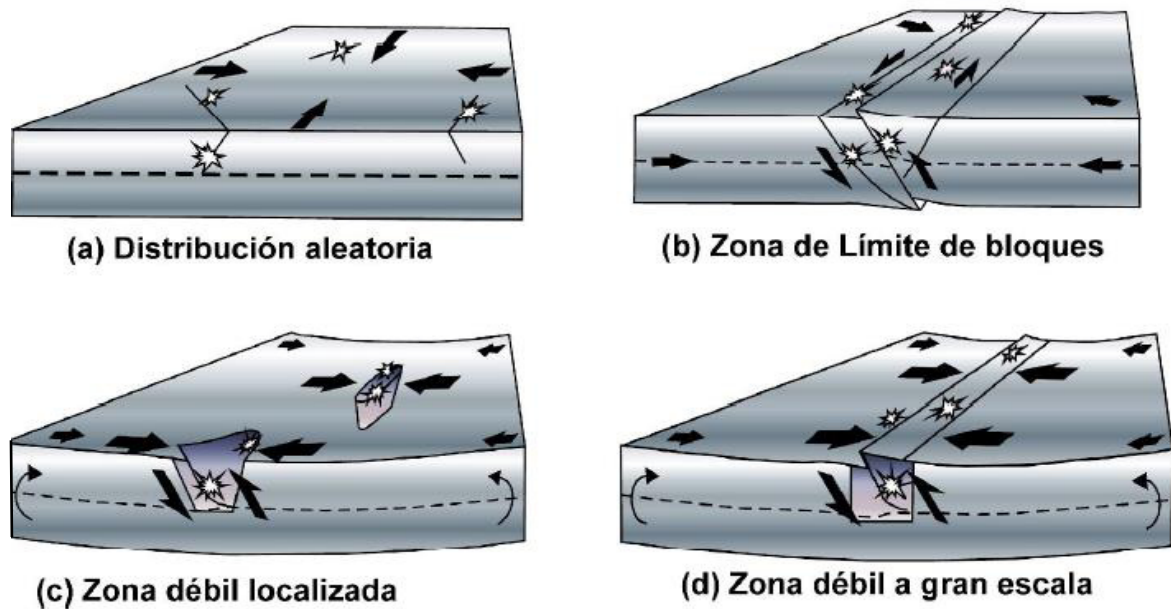


Figura 2.1.6. Modelos geodinámicos propuestos por Mazzotti (2007). En la Figura (a), distribución aleatoria: Los terremotos pueden ocurrir donde sea, pero con magnitudes y recurrencias limitadas. (b) Zona de Límite de bloques: Los terremotos son asociados con estructuras litosféricas a gran escala, su recurrencia es limitada. (c) Zona débil localizada: Los terremotos se concentran a lo largo de estructuras paleotectónicas asociadas con capas débiles en la Corteza inferior o Manto superior. (d) Zona débil a gran escala: Los terremotos ocurren a lo largo de estructuras locales y pequeñas asociadas con zonas de debilidad en la litósfera.

Algunos mecanismos reportados por Gómez-Arredondo (2016), al Sur de Nuevo León, sugieren fallamiento de tipo inverso, con desplazamiento SW y un plano nodal NNW-SSE al plano de falla inferido, a profundidades de 6-7 km en secuencias principalmente de la corteza superior del Cretácico y Jurásico, y con una distribución espacial paralela al frente de la SMOr.

El campo de tensión actual en el Noreste de México es Extensional (Gómez-Arredondo *et al*, 2016), con la dirección sugerida al S_{Hmax} (Esfuerzo Horizontal Maximo) en Coahuila y Nuevo León, en el Cinturón Pegado de Coahuila, paralelo al *rift* de Río Grande y las Fallas del Cuaternario al Oeste de Texas y Noreste de Chihuahua (Suter, 1991). Este paralelismo sugiere un campo de tensión con $S_V > S_N > S_E$ (Gómez-Arredondo *et al.*, 2016). A su vez, a partir de mediciones continuas de GPS, se observan velocidades residuales de 1.5 a 3.0 mm/año orientadas al sureste (Márquez-Azúa y DeMets, 2003). Por otro lado se han determinado, comportamientos compresionales causadas por posible sobrecarga o deformación por empuje producto de la interacción de dos bloques de la corteza superior, localizados justo al frente Este de la SMOr, originando reactivaciones de fallas inversas en áreas cercanas de la parte frontal de la Sierra (Gómez-Arredondo, 2016).

Estudios de sismicidad local para zonas cercanas al área de estudio, son reportados en un informe técnico por Rebollar (1992), en el periodo comprendido del 28 de septiembre de 1991 al 11 de enero de 1992, con el despliegue de tres estaciones temporales dentro de los estados de San Luis Potosi y Zacatecas. En el cual se reporto sismos con magnitudes de 2.2, 3.0, 2.9 y 3.1. El sismo de mayor magnitud reportado en el anterior trabajo fue el registro el 16 de Noviembre de 1991 con magntiud 4 y una profundidad aproximada de 15 km a unos 20 km al Noroeste de Ciudad de Monterrey, N.L. Estos eventos fueron asiciados a rasgos esctructurales que limitan al Este de la SMOr.

Otros mecanismos alternativos han sido mencionados en los estudios de sismicidad histórica, por ejemplo, Rodríguez-Cabo (1946) reportó un pequeño enjambre sísmico en Agosto de 1944 en un radio de 10 km de General Terán, Nuevo león, para el cual se propuso colapsos de cavernas como mecanismo generador.

III MARCO TEÓRICO

3.1 Modelo de Corteza

Uno de los principales objetivos en investigaciones de sismicidad es la obtención de un modelo de Corteza adecuado para la zona de estudio o de interés. La determinación de la discontinuidad de la Corteza y el Manto, la cual varía a lo largo de los continentes, es de gran importancia para lograr localizaciones epicentrales sísmicas con mayor precisión, mejorar las profundidades estimadas y los mecanismos generadores.

Esta parte se enfoca en la explicación del modelado del límite de corteza y manto, la discontinuidad de Mohorovicic (Moho). Esta interfase es un problema clásico dentro de la geofísica, su profundidad es posible determinarla mediante los métodos gravimétricos o sísmicos, cuyos parámetros geofísicos son la densidad y la velocidad de ondas sísmicas, respectivamente. Como una primera aproximación de un modelo de Corteza, se utiliza el método gravimétrico para estimar la profundidad de esta interfase, mediante la técnica de modelado directo y utilizando una base de datos de anomalía de Bouguer proporcionada por el INEGI.

3.1.1 Modelado Isostático

El método del modelado isostático gravimétrico está basado en la suposición de la teoría del equilibrio isostático de Airy. En esta hipótesis la capa superior rígida y el sustrato son asumidos para tener densidades constantes, ρ_u y ρ_s , respectivamente. La Figura 3.1 muestra el modelo de Airy que representa la compensación isostática, la cual es lograda en las montañas con raíces profundas, parecidas a los *icebergs*.

Tomando una profundidad de compensación arbitraria, más profunda que las raíces de las montañas en los substratos, e igualando las masas por encima de esas profundidades en cada columna vertical del área transversal de la unidad, se obtendría:

$$t\rho_u + r_1\rho_s = (h_1 + t + r_1)\rho_u \quad (3.1)$$

$$t\rho_u + r_1\rho_s = (h_2 + t + r_2)\rho_u + (r_1 - r_2)\rho_s \quad (3.2)$$

$$t\rho_u + r_1\rho_s = d\rho_w + (t - d - r_3)\rho_u + (r_1 + r_3)\rho_s \quad (3.3)$$

Una montaña de altura h_1 podría tener una raíz r_1 dada por:

$$r_1 = \frac{h_1 \rho_u}{\rho_s - \rho_u} \quad (3.4)$$

Similarmente, una configuración en una profundidad d bajo el nivel de mar podría tener una anti-raíz r_3 dada por:

$$r_3 = \frac{d(\rho_u - \rho_w)}{\rho_s - \rho_u} \quad (3.5)$$

La capa rígida superior tiene una densidad de ρ_u , y puede ser remplazada por la densidad de la Corteza mientras que en su parte inferior la densidad ρ_s adquiere el valor de la densidad del Manto.

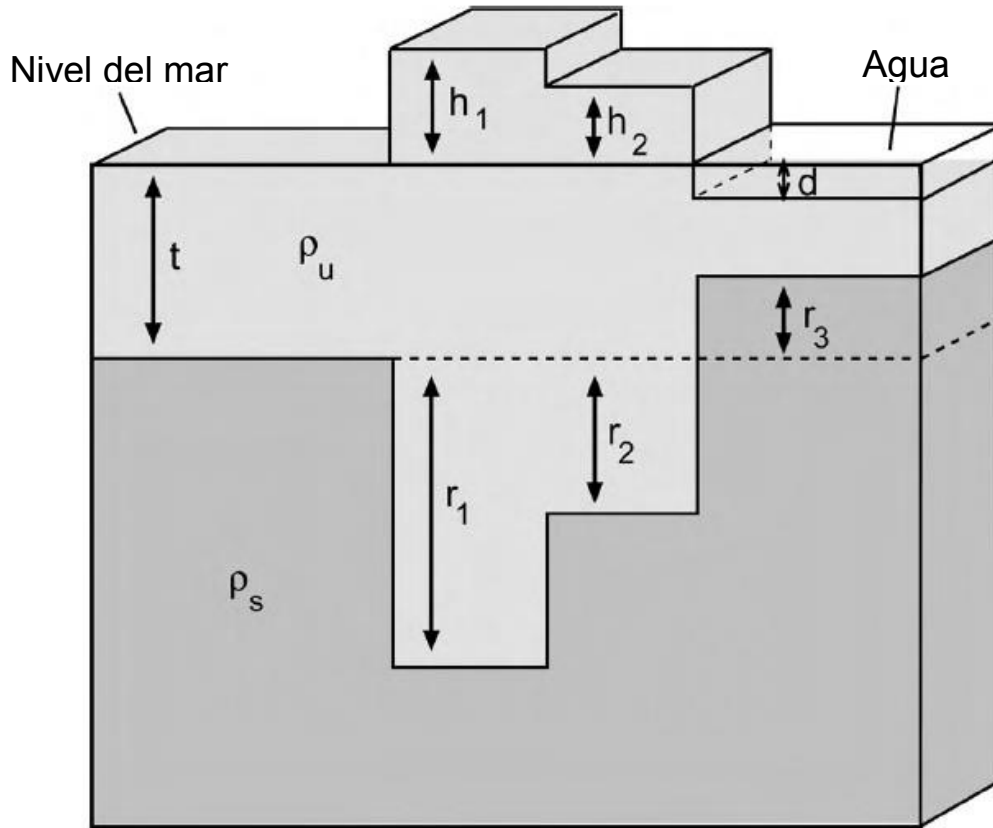


Figura 3.13. Ilustración del modelo isostático de Airy. La capa superior tiene una densidad ρ_u y la inferior una densidad ρ_s . La compensación isostática es lograda por variación del espesor de la capa superior. Dentro de las montañas existirá una raíz profunda, mientras que en las cuencas oceánicas habrá una anti-raíz (Tomado de Fowler, 2015).

El efecto gravimétrico sobre las cadenas montañosas, genera en los espesores de la Corteza durante la orogénesis, que las raíces de la montaña, ejerzan fuerzas hacia arriba, debido a su relativa flotabilidad con respecto al Manto que lo rodea. Por el Modelo de Airy, la topografía ($+\Delta h$) crece hasta que su peso se equilibre con el efecto de la raíz de baja densidad. El modelo de la cadena montañosa estará en equilibrio isostático de Airy, acorde con los parámetros mostrados en la figura 3.1.

Por otro lado, ha sido largamente reconocido que la gran respuesta gravimétrica regional de los continentes viene de los efectos gravimétricos de la topografía y estructuras de la corteza (Woodward, 1959; Tsuboi, 1979), la cual puede tener efectos de cientos de miligals. Adicionalmente, es bien conocido que la magnitud de la gravedad de Bouguer sobre las montañas es negativa, esto es posible observarse por ejemplo, en Los Andes, donde no es común ver valores menores de -400 mGals, mientras que la magnitud de la anomalía de Bouguer sobre océanos profundos es típicamente más grande de 75 mGals. Estos efectos pueden ser fácilmente disfrazados por la firma gravimétrica de una cuenca, que puede ser el objetivo exploratorio.

Entre los métodos más comunes usados para el modelado isostático gravimétrico es el desarrollado por Talwani *et al.* (1959). El cual indica que la anomalía gravimétrica resultante de un modelado, puede ser calculada como la suma de las contribuciones individuales de la topografía y raíces, los cuales poseen una densidad (ρ) y volumen (V). Estos cuerpos que representaran una estructura en dos dimensiones son aproximaciones, y pueden ser divididos en secciones transversales como polígonos.

3.1.2 Modelado Isostático por aproximaciones de barras semi-infinitas

El efecto gravimétrico de una barra semi-infinita, se ilustra en la Figura 3.2., este efecto cambia acorde al punto relativo del borde de la barra. Por ejemplo, lejos del borde, la contribución (Δg_z) es cero; mientras que sobre el borde del bloque, la contribución será $\frac{1}{2}$ del máximo del valor de Δg_z , y por encima de este la gravedad será igual a Δg_z .

Griffiths and King (1981) desarrollaron una ecuación para la anomalía desarrollada por una barra semi-infinita, la cual es representada por la siguiente ecuación:

$$\Delta g_z = 2G(\Delta\rho)(\Delta h)(\pi/2 + \tan^{-1} x/z) \quad (3.6)$$

Donde las unidades de Δg_z están dadas en mGal; $\Delta\rho$ en g/cm^2 y $x, z, \Delta h$ en km.

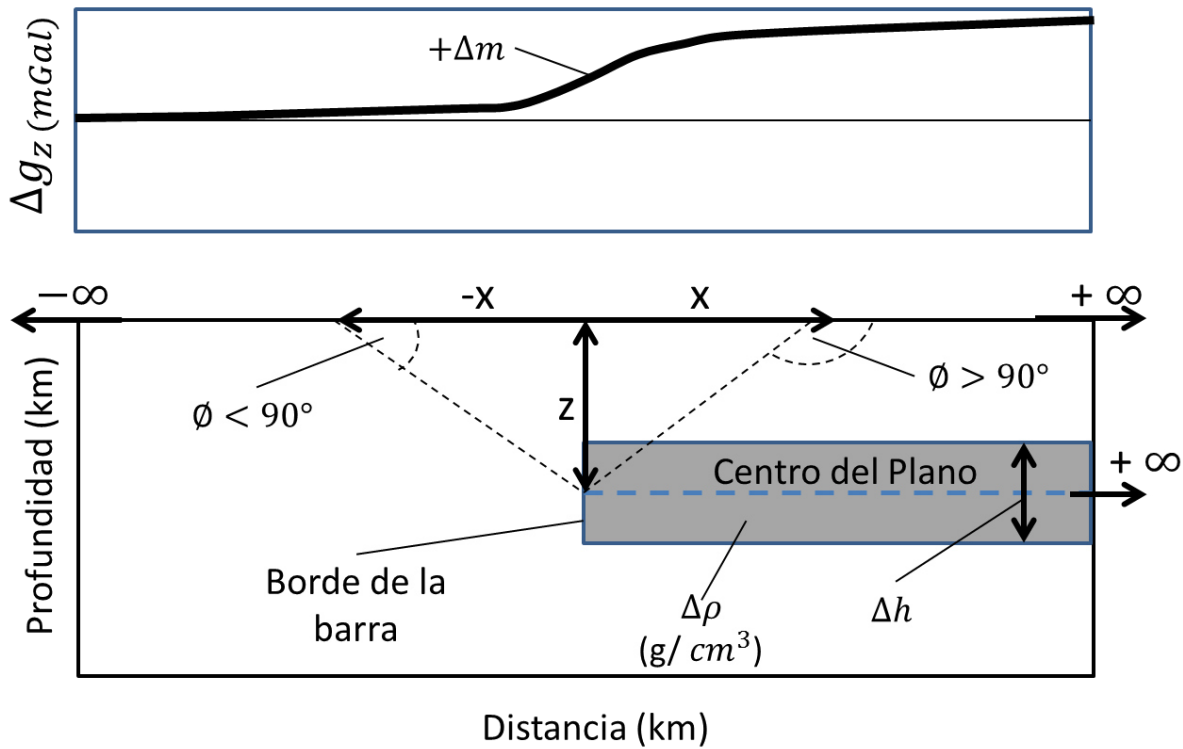


Figura 3.14. Esquema de una barra semi-infinita, la anomalía medida en la superficie es Δg_z , donde ϕ es la medida en radianes, z la profundidad al centro del bloque, y x la distancia al borde del bloque (Modificado de Lillie, 1993; Lowrie, 2007).

Los modelos generados por barras (o bloques) semi-infinitas pueden ser usados para calcular las contribuciones aproximadas a la anomalía de aire libre y Bouguer en regiones en equilibrio isostático (Lillie, 1993). Dentro de la literatura, podemos encontrar dos ejemplos importantes que pueden ser empleados para observar los resultados esperados durante el modelado, el primero se ilustra en la Figura 3.3 que es la transición entre la corteza continental y la corteza oceánica, a lo largo de un margen pasivo, y el segundo se muestra en la Figura 3.4 ilustrando el espesor de una corteza en una cadena montañosa.

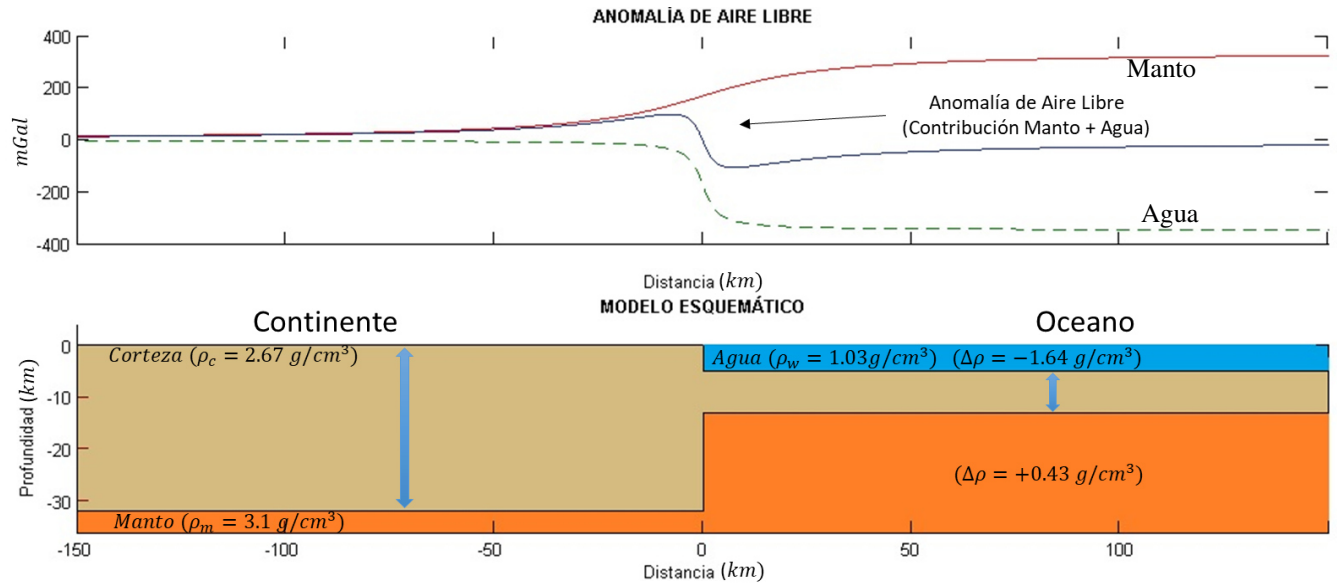


Figura 3.15. Modelo Isostático de Airy representativo para un margen pasivo en equilibrio isostático. Las principales contribuciones como efecto del agua y efecto del Manto en un margen pasivo continental tienen iguales magnitudes pero diferentes gradientes, esto provoca un efecto de borde positivo y negativo debido a la suma de las contribuciones.

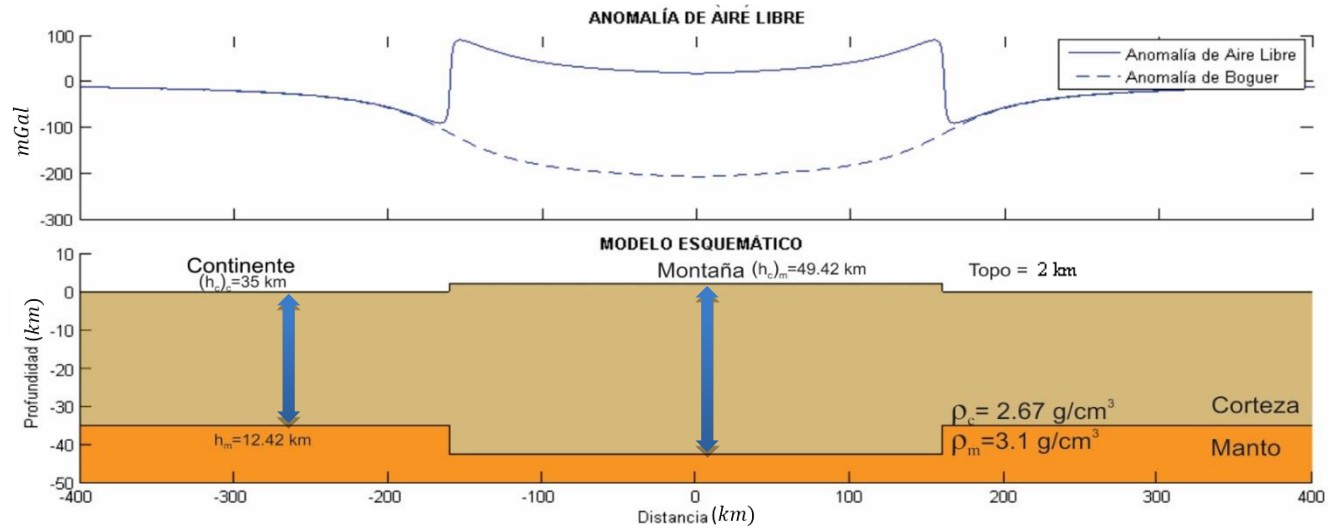


Figura 3.16. Modelo Isostático de Airy representativo para una cadena montañosa de 2 km de altura en equilibrio isostático. La Anomalia de aire libre para una cadena montañosa tiene efecto de borde debido a la diferencia de gradientes de las contribuciones topográfica y raíz. El contraste de densidad ($\Delta\rho$) de la Corteza y Manto será el resultado de una resta entre la topografía vs. el aire ($+2.67 \text{ g/cm}^3$) y la raíz de la corteza vs. el Manto (-0.43 g/cm^3).

La anomalía de Aire Libre (Δg_{fa}) en una cadena montañosa resulta de la suma de las contribuciones de las fuentes tanto topográfica como de la raíz (Lillie, 1993). La primera (contribución topográfica) resulta del exceso de masa sobre el nivel del mar (Δm). Este exceso está en función de la altura de la montaña por el contraste de densidad en la corteza superior ($\Delta \rho = \rho_c - \rho_a = +2.67 \text{ g/cm}^3$). La segunda, la raíz de la corteza, proveerá de un déficit de masa ($-\Delta m$) que se compensará con el peso extra de la topografía. Este déficit será el producto de la profundidad de la corteza más el contraste de densidad entre la corteza y el manto ($\Delta \rho = \rho_c - \rho_m = -0.43 \text{ g/cm}^3$).

La anomalía de Bouguer para una cadena montañosa será el resultado de restar el efecto del exceso de masa de la topografía a la anomalía de Aire Libre. Esto se muestra en la Figura 3.4, donde se observa que los valores serán cercanos a cero sobre el espesor normal de la corteza, además se observa que la forma de la anomalía de Bouguer es una representación de la contribución de la raíz, y casi un espejo de la topografía (La anomalía decrece donde la topografía de la montaña aumenta).

3.2 Localizaciones de terremotos

Existen métodos elementales que proveen facilidad para poder realizar localizaciones preliminares de terremotos a partir de cálculos realizados manualmente, como el método de los círculos que se muestra en la Figura 3.5. El método usa información disponible de al menos 3 estaciones, y cuyo principio radica en dibujar círculos a partir de la información de los tiempos de las ondas S-P, de tal forma que estos se triangulen en un punto. Sin embargo, en la práctica, los métodos computacionales son más usados, debido a la posibilidad de obtener una localización con errores controlados.

Por otro lado, para que exista la menor cantidad de incertidumbre, es recomendable, realizar las localizaciones con sismogramas de al menos tres estaciones, y si se cuenta con información de más estaciones, la incertidumbre podrá ser reducida notoriamente. Por supuesto, para eventos que son considerados locales, puede ser más complejo realizar esta tarea, debido a que las estaciones deberán estar dentro de un área más reducida, para que la energía liberada pueda ser localizada en la mayor cantidad de estaciones disponibles. De igual

manera, existen métodos para poder realizar las estimaciones de las localizaciones epicentrales con menor cantidad de estaciones (de 1 a 2 estaciones), pero para este trabajo no será considerado debido a la gran cantidad de incertidumbre que nos generarían estas localizaciones.

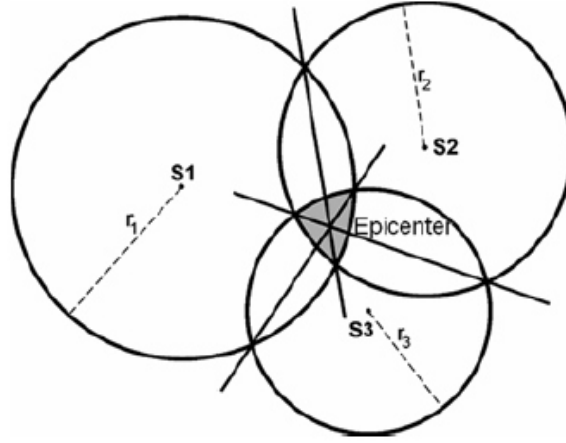


Figura 3.17. Localización de epicentro con el método de los círculos. La localización es obtenida a partir de las lecturas de las estaciones S1, S2 y S3. La intercepción de los tres círculos (área sombreada), representa la estimación del epicentro (Tomado de Havskov & Ottemöller, 2010).

Durante el proceso de localización epicentral, la determinación del tiempo de origen de un evento sísmico se logra a través de la simple técnica del diagrama de Wadatti mostrada en la Figura 3.6. Si asumimos una velocidad constante, y un tiempo de origen t_0 , el tiempo de arribo de P y S pueden ser escritos como:

$$t_p^{arr} = t_0 + \Delta/v_p \quad t_s^{arr} = t_0 + \Delta/v_s \quad (3.7)$$

Donde t_p^{arr} y t_s^{arr} son los tiempos de arribo de las ondas P y S, respectivamente, v_s y v_p son las velocidades de las ondas P y S, respectivamente, y Δ (km) es la distancia epicentral (3.7); puede ser escrita en un caso más general para cualquier función de tiempo de viaje " $t^{tra}(\Delta)$ " como:

$$t_p^{arr} = t_0 + t_p^{tra}(\Delta) \quad t_s^{arr} = t_0 + t_p^{tra}(\Delta) \cdot \frac{v_p}{v_s} \quad (3.8)$$

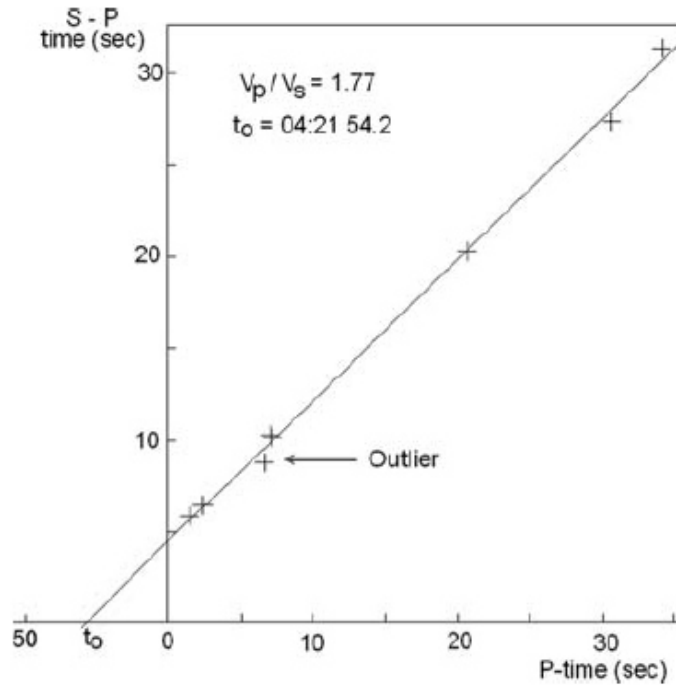


Figura 3.18 Ejemplo de un diagrama Wadatti. El intercepto con el eje x produce el tiempo de origen de un evento sísmico. La pendiente de la línea es 0.77, entonces el coeficiente $\frac{v_p}{v_s}$ es 1.77 (Tomado de Havskov & Ottemöller, 2010).

y, eliminando $t_p^{arr}(\Delta)$, el tiempo de arribo S-P puede ser calculado como:

$$t_s^{arr} - t_p^{arr} = \left(\frac{v_p}{v_s} - 1\right)(t_p^{arr} - t_0) \quad (3.9)$$

Los tiempos de arribo S-P son graficados contra el tiempo absoluto de P, la recta $t_s^{arr} - t_p^{arr}$ se proyecta a cero en el hipocentro, una línea recta se ajusta en el diagrama de Wadatti, el cual genera el tiempo de origen en la intercepción con el eje del arribo P, y de la pendiente de la curva se obtiene $\frac{v_p}{v_s}$. De esta forma, se puede conocer dos datos importantes, el tiempo de origen y el coeficiente $\frac{v_p}{v_s}$ sin conocimiento previo de la estructura de la corteza.

3.2.1 Localización mediante inversión de tiempo de arribo

Los métodos computacionales para localización de eventos sísmicos usan como punto de partida el cálculo de los tiempos de arribo para cada una de las estaciones utilizadas. El tiempo de arribo calculado t_i^{arr} en la i ésima estación puede ser escrito como:

$$t_i^{arr} = t_i^{tra}(x_i, y_i, z_i, x_0, y_0, z_0) + t_0 = t_i^{tra} + t_0 \quad (3.10)$$

Donde t_i^{tra} es el tiempo de viaje calculado en función de la localización de la estación conocida (x_i, y_i, z_i) y asumiendo una localización hipocentral (x_0, y_0, z_0) y el modelo de velocidades. Para poder determinar una localización mediante este método, es necesario tener tiempos de arribo de al menos tres estaciones y de esta forma poder determinar el hipocentro y tiempo de origen. El residual r_i para la estación i es definido como la diferencia entre el tiempo de arribo observado y calculado el cual también es el mismo que la diferencia entre el tiempo de viaje calculado menos el observado

$$r_i = t_i^{obs} - t_i^{arr} \quad (3.11)$$

Donde t_i^{obs} es el tiempo de arribo observado. Sin embargo, la función de tiempo de viaje t_i^{arr} es no lineal, no es posible resolver (3.10) con ningún método analítico. De tal forma, aun que t_i^{arr} sea tan simple de calcular, la no linealidad del problema complicará la determinación final. Esta no linealidad es evidente en una localización simple en 2D donde la localización de (x, y) representaran el tiempo de viaje de t_i^{arr} a una estación (x_i, y_i) como se muestra a continuación:

$$t_i^{arr} = \frac{\sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2}}{v} \quad (3.12)$$

Donde v es la velocidad. Es obvio que t_i^{arr} no es lineal ni con x ni con y , por lo cual no es posible usar alguna ecuación lineal para resolver el problema.

Para solucionar este problema no lineal se han elaborado diversos métodos como: el de búsqueda por cuadrículas o el de inversión, los cuales son utilizados en diversos programas computacionales para poder resolver el problema planteado. Algunos ejemplos de ellos son HYPO71 (véase Lee and Valdez, 2003; y Lee y Lahr, 1975), Hypoinverse (véase Klein, 2003) y HYPOCENTER (véase Lienert y Havskov, 1995), este último incluido en el paquete de procesamiento de datos de terremotos SEISAN (2017). Adicionalmente, existe otros paquetes

disponibles tales como el HYPOELLIPSE (véase Lahr y Snoke, 2003), HYPOSAT (véase Schweitzer, 2001) y el desarrollado por Laski (2010), ISCLOC (véase en <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>) que proporcionan metodologías diferentes. Para fines de este trabajo, se describirán las metodologías de Hypoinverse y el Hypocenter, que son los que se emplean en la presente tesis.

3.2.1.1 Hypoinverse

La solución dada por Hypoinverse a un problema de localización de un terremoto, es resultado de una serie de iteraciones en pasos lineales (de un problema inicialmente no lineal) hasta converger en un RMS mínimo (root-mean-square) de la diferencia del tiempo de arribo observado y el calculado, el cual es la mejor estimación del hypoinverse.

Este RMS es calculado por:

$$RMS^2 = \frac{\sum(w_i r_i)^2}{\sum(w_i)^2} \quad (3.13)$$

Donde r_i son los residuales de cada una de las estaciones individuales y w_i es un factor de ponderación.

El método de localización involucra los siguientes pasos:

- 1) Supone una ubicación inicial
- 2) Calcula el RMS en la localización actual
- 3) Calcula un vector de errores que es minimizado mediante la estimación RMS
- 4) Repite los pasos del 2 al 3 hasta que la solución llegue a un RMS establecido o se conozca algún criterio final.

El esquema de inversión realizado para este método (Hypoinverse) resulta de la manipulación realizada a los vectores de los tiempos de arribo y la matrix de derivadas parciales. Este tratamiento es seguido del desarrollado por Geiger (1912), Eaton (1969), Lawson y Hanson (1974).

Considerando nuevamente un caso simple, si la solución de un problema de localización de terremoto fuera lineal y contáramos con una cantidad independiente de datos

m (tiempos de arribos), suponiendo un hipocentro en (x_0, y_0, z_0) , la respuesta a la solución a este problema estaría dada por:

$$T^{tra} = A \cdot X + G \quad (3.14)$$

Donde T^{tra} es un vector de m tiempos de arribo, X es el vector de n parámetros que representan las coordenadas del hipocentro y G es una constante. Mientras que A es la matriz de derivadas parciales con respecto a los parámetros a estimar (las coordenadas del evento sísmico).

$$A_{ij} = \frac{\partial T_i^{tra}}{\partial x_j} \quad (3.15)$$

Puesto que el problema es no lineal se debe buscar sucesivas soluciones lineales e iterar hasta que la solución verdadera converja con la precisión deseada. Las matrices X y A deberán también ser actualizadas a mediada que la iteración prosiga. Si T_0 y X_0 son los vectores de tiempos de arribo e hipocentros calculados en los pasos previos (o en alguna iteración) entonces satisfacen a:

$$T_0 = A \cdot X_0 + G \quad (3.16)$$

Substrayendo la ecuación (3.12) de la (3.11), obtenemos:

$$T^{tra} - T_0 = A \cdot (X - X_0) \quad (3.17)$$

o

$$R = A \cdot DX \quad (3.18)$$

Donde R es el vector residual de tiempos de viaje (el tiempo observado menos el calculado) y DX es el vector del ajuste hipocentral, dado en este caso por $DX = A^{-1}R$.

Considerando el caso real, el número de observaciones m para el problema del terremoto es a menudo mayor que el número de parámetros $n = 4$ (tres coordenadas espaciales

y una temporal). Cuando m excede a n , la inversa A^{-1} no existe, entonces se busca la solución por mínimos cuadrados que mejor resuelva a (3.14). Este problema es resuelto con la pre-multiplicación por A^T (*transpuesta*) para conseguir la condición de mínimos cuadrados y obtener:

$$A^T R = (A^T A) DX \quad (3.19)$$

Que ahora solo requiere de la inversión de la matriz simétrica $n \times n$ $A^T A$.

De esta forma, la solución puede ser encontrada en términos de resolver la inversión generalizada de A , y en particular de la descomposición en valores singulares (SVD) de A . Esto no produce directamente la solución usual por mínimos cuadrados, pero permite manipular los valores característico de $A^T \cdot A$, calculando el error y evaluando la información contenida en los datos. La técnica de Hypoinverse usa la subrutina de SVD elaborada por Lawson y Hanson (1974) y forma la matriz anterior de elementos de la descomposición.

La descomposición de A es dada por:

$$A = U \cdot \lambda \cdot V^T \quad (3.20)$$

donde U y V son matrices de vectores propios asociados a las filas y columnas de A , respectivamente y λ es la matriz diagonal de los valores característicos de $A^T A$. También se tiene:

$$U^T U = I \quad \text{y} \quad V^T V = I \quad (3.21)$$

(I es la matriz identidad). Asumiendo que el número de datos de tiempos de arribo linealmente dependientes exceden al número de incógnitas, entonces $V^T V = I$. Entonces la solución por mínimos cuadrados puede ser derivada por la sustitución de A dentro de la condición de mínimos cuadrados, por lo cual se obtiene:

$$DX = V \lambda^{-1} U^T R \quad (3.22)$$

Y la matriz de covarianza de la solución DX es calculada de los elementos de la descomposición de la matrix A como:

$$C = \sigma^2 \quad V \quad \lambda^{-2} \quad V^T \quad (3.23)$$

Donde σ^2 es la varianza (Error estándar al cuadrado) de la información de los tiempos de arribo, mientras que λ y V son tomados de la matriz compuesta de los valores propios y vectores propios en los espacios de las soluciones del hipocentro.

Hypoinverse calcula σ^2 como:

$$\sigma^2 = RDERR^2 + (ERCOF \cdot RMS^2) \quad (3.24)$$

Donde el valor RDERR representa el agregado de todos errores de tiempo no modelados, incluyendo el error de lectura estimado en segundos de los tiempos de arribo y ERCOF es solo un factor de ponderación para incluir los efectos de una solución deficiente en el cálculo del error.

Cada uno de estos valores característicos U , V y λ corresponde a una de las direcciones principales mutuamente ortogonales de la solución. La dirección principal con los valores característicos pequeños incluirá componentes de tiempo de origen, latitud, longitud y profundidad.

3.2.1.2 Hypocenter

El programa Hypocenter es uno de los más utilizados para la localización de terremotos, combina algoritmos de dos programas también ampliamente utilizados: HYPO71 e HYPOINVERSE. Además, añade una nueva técnica que aplica un amortiguamiento adaptativo que se combina muy bien con los métodos de centrado y escalado que diferencian a los dos algoritmos mencionados. Esta combinación resulta en una solución que es en la mayoría de los casos es de mejor calidad que los arrojados por el HYPO71 o HYPOINVERSE.

Para comprender la solución del problema, tomaremos un modelo con un conjunto de estaciones sísmicas, de las cuales se conocen bien la localización y elevación de cada una de ellas, se propone un modelo de velocidades de capas en 1-D. Cualquier localización de algún

terremoto estará dado por (x_0, y_0, z_0) y un tiempo de origen t_0 ; entonces se puede calcular un conjunto de tiempos de viaje nombrado como $T_i(x, y, z)$ para cualquier i -ésima estación, a través del conjunto de derivadas parciales $\frac{\partial T_i}{\partial x}, \frac{\partial T_i}{\partial y}, \frac{\partial T_i}{\partial z}$. La diferencia Δt_i , entre los tiempos de arribos calculados y observados, t_i , estará dada por:

$$\Delta t_i = t_i - T_i(x, y, z) - t_0 \quad (3.2.1)$$

Entonces, se aproxima el residual Δt_i , con la expansión de las series de Taylor de primer orden de $T_i(x, y, z)$ para obtener un conjunto de pesos residuales τ_i , como se muestra a continuación:

$$\tau_i = w_i(t_i - T_i - t_0 - \Delta t_0 - \Delta x \frac{\partial T_i}{\partial x} - \Delta y \frac{\partial T_i}{\partial y} - \Delta z \frac{\partial T_i}{\partial z}) \quad (3.2.2)$$

Donde el término w_i representa los factores de pesos normalizados tal que $\sum w_i = 1$. De esta forma se adopta la siguiente notación matricial

$$\tau_i = (\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n)^T \quad (3.2.3)$$

$$\Delta t = (w_1 \Delta t_1, w_2 \Delta t_2, \dots, w_n \Delta t_n)^T \quad (3.2.4)$$

y

$$dX = (\Delta t_0, \Delta x, \Delta y, \Delta z) \quad (3.2.5)$$

Ahora podemos volver a escribir la ecuación (3.2.2), de la siguiente forma:

$$\tau = \Delta t - T dX \quad (3.2.6)$$

Donde:

$$T = \begin{bmatrix} w_1 & w_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} & w_1 \frac{\partial T_1}{\partial y} & w_1 \frac{\partial T_1}{\partial z} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ w_n & w_n \frac{\partial T_n}{\partial x} & w_n \frac{\partial T_n}{\partial y} & w_n \frac{\partial T_n}{\partial z} \end{bmatrix} \quad (3.2.7)$$

La inversión estándar por mínimos cuadrados de la ecuación (3.2.6) que minimiza a $\sum_i \tau_i^2$ es entonces:

$$dX = (T^T T)^{-1} T^T \Delta t \quad (3.2.8)$$

En términos de la inversión generalizada por Lanczos (1961).

$$dX = V S^{-1} U^T \Delta t \quad (3.2.9)$$

Donde las columnas de V y U son los vectores característicos de $T^T T$ y $T T^T$, respectivamente, y mientras que A es la matriz de las diagonales de los valores propios (Jackson, 1972; Wiggins, 1972; Lienert *et al*, 1986). Las ecuaciones (3.2.8) y (3.2.9) son la base de todas las soluciones de mínimos cuadrados linealizados para el problema de localización de terremotos.

Ahora se explicaran uno de los procedimientos que no son usuales en la teoría inversa geofísica, pero que es muy útil para simplificar el problema inverso y mejorar la precisión numérica, el centrado.

Considerando a $\sum_i \tau_i^2$ con respecto a t_0 , donde τ_i está dado por (3.2.2), esto conducirá a::

$$t_0 + \Delta t_0 = \sum_i w_i t_i - \sum_i w_i T_i - \Delta x \sum_i w_i \frac{\partial T_i}{\partial x} - \Delta y \sum_i w_i \frac{\partial T_i}{\partial y} - \Delta z \sum_i w_i \frac{\partial T_i}{\partial z} \quad (3.2.10)$$

Que puede ser escrito:

$$t_0 + \Delta t_0 = \langle t_i \rangle - \langle T_i \rangle - \Delta x \left\langle \frac{\partial T_i}{\partial x} \right\rangle - \Delta y \left\langle \frac{\partial T_i}{\partial y} \right\rangle - \Delta z \left\langle \frac{\partial T_i}{\partial z} \right\rangle \quad (3.2.11)$$

Donde los paréntesis representan las ponderaciones asignadas derivadas de la ecuación 3.2.4.

La ecuación (3.2.5) se sustituye dentro de (3.2.2):

$$\tau_i = w_i [T_i - \langle T_i \rangle - \left(\frac{\partial T_i}{\partial x} - \left\langle \frac{\partial T_i}{\partial x} \right\rangle \right) \Delta x - \left(\frac{\partial T_i}{\partial y} - \left\langle \frac{\partial T_i}{\partial y} \right\rangle \right) \Delta y - \left(\frac{\partial T_i}{\partial z} - \left\langle \frac{\partial T_i}{\partial z} \right\rangle \right) \Delta z] \quad (3.2.12)$$

De esta forma se ha reemplazado el tiempo de origen por $t_0 + \Delta t_0$, con los medios ponderados de cada uno de los términos resultantes al lado derecho de la ecuación (3.2.2). Este es el proceso llamado *de centrado*, es un método usado en la regresión estadística (Draper y Smith, 1981, p.260; Lienert *et al*, 1986)

Definiendo la matriz condicional centrada T_c :

$$T_c = \begin{bmatrix} w_1 \left(\frac{\partial T_i}{\partial x} - \left\langle \frac{\partial T_i}{\partial x} \right\rangle \right) & w_1 \left(\frac{\partial T_i}{\partial y} - \left\langle \frac{\partial T_i}{\partial y} \right\rangle \right) & w_1 \left(\frac{\partial T_i}{\partial z} - \left\langle \frac{\partial T_i}{\partial z} \right\rangle \right) \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ w_n \left(\frac{\partial T_n}{\partial x} - \left\langle \frac{\partial T_n}{\partial x} \right\rangle \right) & w_n \left(\frac{\partial T_n}{\partial y} - \left\langle \frac{\partial T_n}{\partial y} \right\rangle \right) & w_n \left(\frac{\partial T_n}{\partial z} - \left\langle \frac{\partial T_n}{\partial z} \right\rangle \right) \end{bmatrix} \quad (3.2.13)$$

la cual posee la solución por mínimos cuadrados:

$$dX_3 = (T_c^T T_c)^{-1} T_c^T \Delta t \quad (3.2.14)$$

Donde $dX_3 = (\Delta x, \Delta y, \Delta z)$. Mientras que el residual centrado de (3.2.12) nos arrojará como resultado cero, $\sum w_i = 0$, obteniendo la solución final, y de esta forma, la ecuación (3.2.16) nos proporcionará la ecuación para el tiempo de origen.

$$t_0 = \langle t_i \rangle - \langle T_i \rangle \quad (3.2.15)$$

De esta forma pasamos al segundo método, *el escalado*. Smith (1976) había observado que el número de condiciones de la matriz T o T_c puede mejorarse escalando las columnas de T toda la norma unitaria. Entonces se define a T_{cs} por la ecuación (3.2.16)

$$T_{cs} = T_c S \quad (3.2.16)$$

Donde:

$$S = \text{diag}(\sum_i T_{ci1}^2, \sum_i T_{ci2}^2, \sum_i T_{ci3}^2,) \quad (3.2.17)$$

Inicialmente se obtiene una solución de dX_3 a la ecuación (3.2.14) usando T_{cs} en lugar de T_c , entonces se remueve el factor de escalamiento de la solución para dividir dX_3 por S

para obtener las correcciones hypocentrales. Aunque el escalamiento es matemáticamente equivalente a la solución directa de (3.2.14), siempre mejora la presión numérica de la solución.

Finalmente, una solución a los mínimos cuadrados de la ecuación (3.2.18) es lograda mediante el esquema de “mínimos cuadrados amortiguados” realizado por Levenburg (1994). Un término constante positivo “ θ^2 ” es añadido a cada uno de los elementos de la diagonal de la matriz $T_{cs}^T T_{cs}$ antes de intervenirla y obtener:

$$dX = (T_{cs}^T T_{cs} + \theta^2)^{-1} T_{cs}^T \Delta t \quad (3.2.18)$$

O en términos de inversión general:

$$dX_3 = V(A^2 + \theta^2 I)^{-1} U^T \Delta t \quad (3.2.19)$$

El tamaño del término de este amortiguamiento, θ^2 , ha sido sujeto de muchos estudios (e.g., Marquardt, 1970; Franklin, 1970; Wichern y Churchill, 1971).

Para explicar mejor el procedimiento realizado por el Algoritmo HYPOCENTER se presenta el siguiente diagrama de flujo (Figura 3.7), desde los valores con los que iniciara, hasta su convergencia con el resultado final.

3.3 Magnitudes

Existen dos formas clásicas de medir la cantidad de energía liberada por los terremotos, una es utilizando la intensidad y la otra la magnitud. La primera clasifica los terremotos en una escala de I al XII según sus efectos, como el daño estructural a edificios, o en la declaración de la población y los efectos visuales que se hayan registrado. La segunda alternativa relaciona la energía liberada por las ondas sísmicas, diferentes escalas son utilizadas para medirla. Dentro de las recomendadas por el IASPEI (2005) se encuentran la Magnitud Local (M_l), Magnitud de Coda (M_c), Magnitud de ondas de cuerpo (M_b), Magnitud de onda superficiales (M_s), Magnitud de momento (M_w), etc. Se explican dos de las más comunes, M_c y M_w , que son las magnitudes utilizadas durante este trabajo.

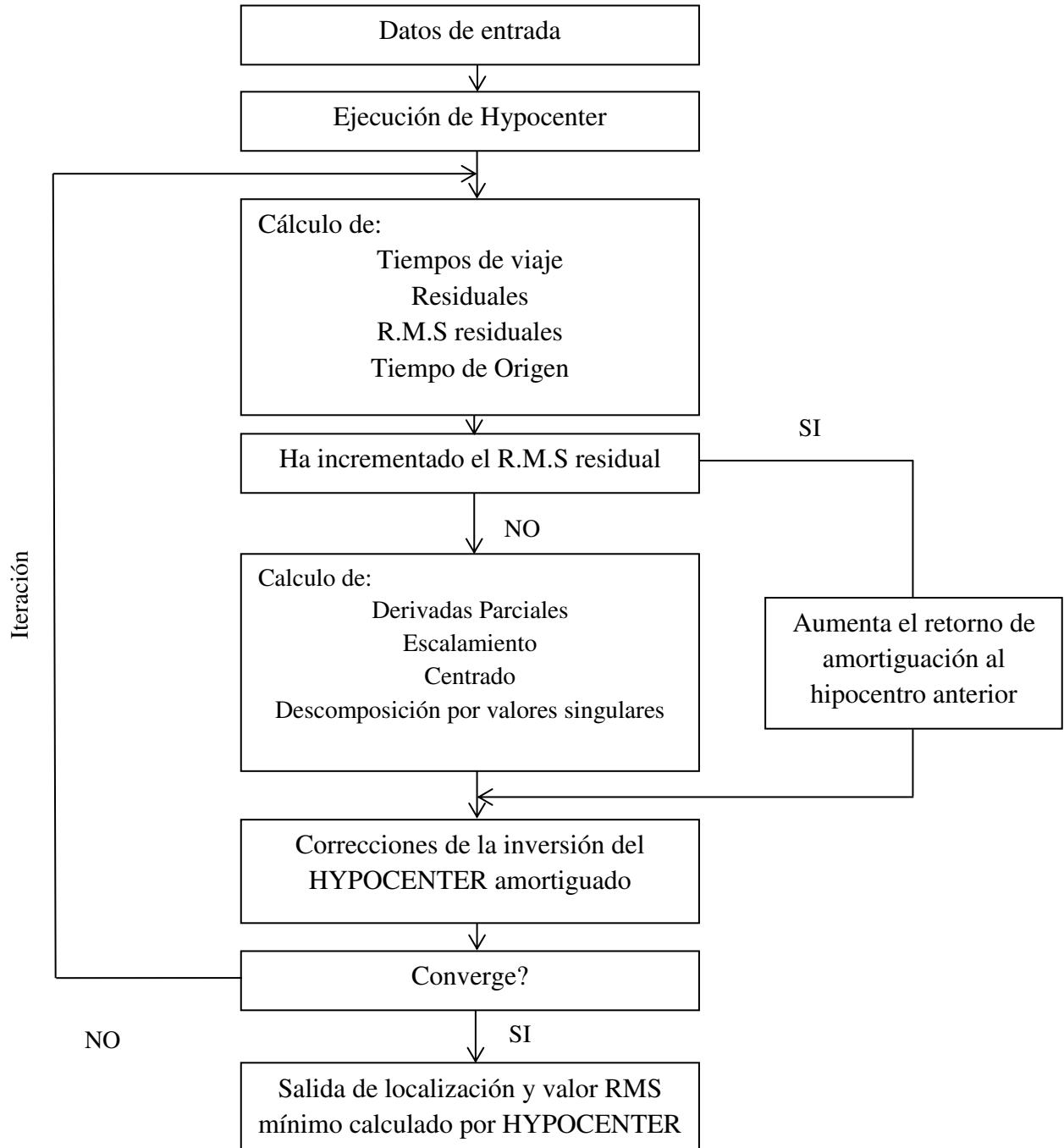


Figura 3.19. Diagrama de Flujo del algoritmo HYPOCETER (Modificado de Lienert *et al*, 1986).

3.3.1 Magnitud de Coda (M_C)

La magnitud de coda o magnitud de duración (M_C) toma en cuenta la duración de un evento sísmológico, es una de las formas más sencillas de medir magnitud para eventos locales, esta es calculada por la siguiente ecuación:

$$M_C = a + b \log_{10} T + c \Delta + \Delta M \quad (3.3.1)$$

Donde T es la longitud de coda en segundos, Δ es la distancia epicentral en km y ΔM es la corrección de la magnitud de la estación; mientras que a , b y c parámetros que deben ser especificados previo al cálculo y que dependerán de la región de estudio.

3.3.2 Magnitud de Momento (M_w)

Esta magnitud toma el valor del momento sísmico (M_o), que representa parámetros de la geometría de falla, profundidad de foco y el desplazamiento máximo producido durante la ocurrencia del evento sísmológico (Hanks y Kanamori, 1979),

Aki (1996), define al momento sísmico a partir de:

$$M_o = \frac{4\pi\rho\alpha^3\Delta P_t}{kR_{\phi\theta}}\Omega_0 \quad (3.3.2)$$

Donde ρ representa la densidad del medio (g/cm^3), α es la velocidad de propagación de la onda P (cm/s), P_t es un factor de corrección por partición de energía en 2 componentes horizontales, $R_{\phi\theta}$ representa el patrón de radiación de la onda P, Δ la distancia hipocentral (cm), k el factor de amplificación en superficie y Ω_0 representa la amplitud media espectral de la onda P en desplazamiento.

Para obtener un valor correcto de Ω_0 , es necesario realizar una corrección por respuesta instrumental con el fin de llevar los sismogramas de velocidad a desplazamiento (Nava, 2002; Gubbins, 2004). El valor Ω_0 se obtiene a partir de la selección visual de dos envolventes en línea recta que intersectan a la frecuencia de esquina como lo muestra la Figura 3.8, y cuyo valor es tomado de la abscisa.

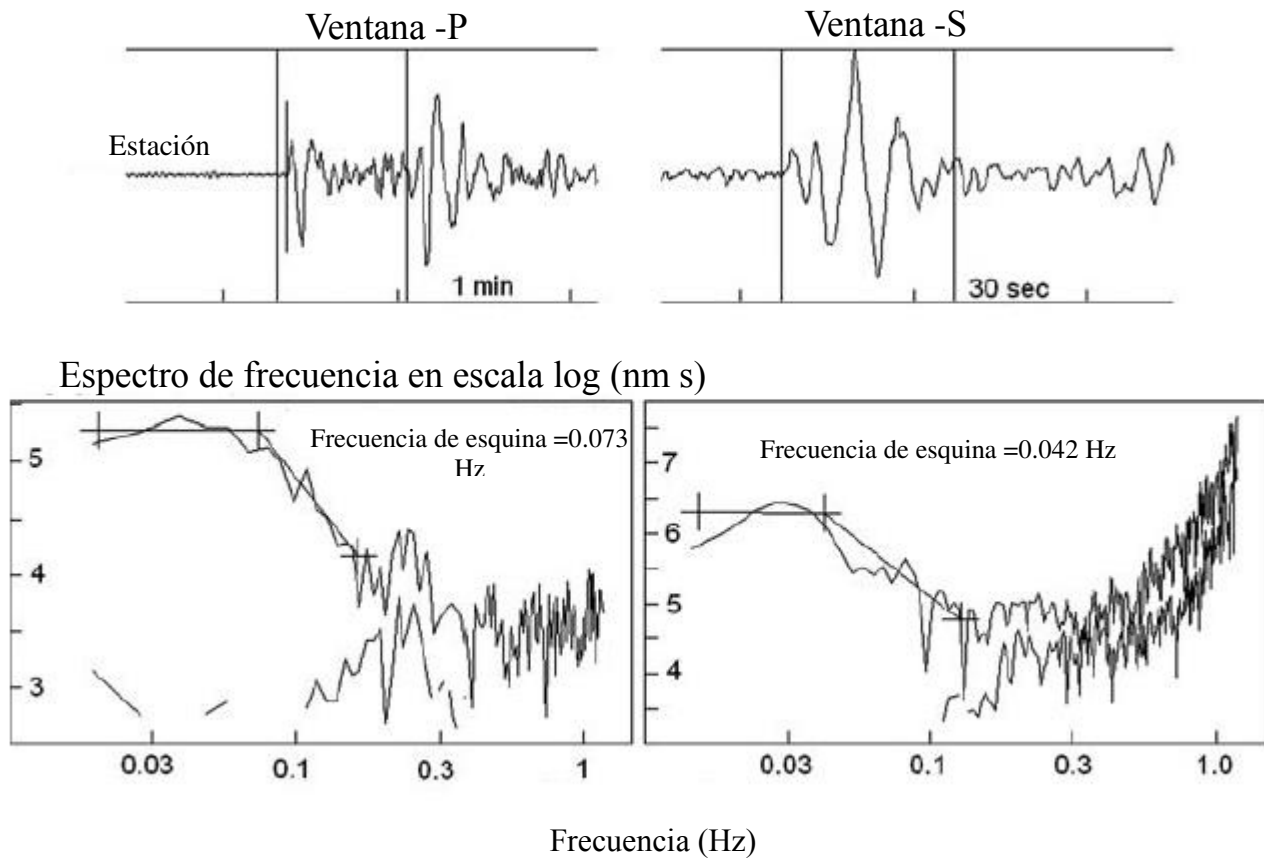


Figura 3.20. Espectro en frecuencia de la onda P y S para un evento sísmico. El espectro de la onda P es mostrado a la izquierda, mientras que el espectro de la onda S esta a la derecha. Las líneas dibujadas sobre los espectros indican la selección manual de la frecuencia de esquina. Para este procesamiento se usó el espectro Vertical (Modificado *Havskov & Ottemöller, 2010*).

La magnitud de momento M_w , definida por Kanamori (1977) en relación al momento sísmico, ya que el parámetro M_o guarda una relación más directa al proceso físico de un terremoto, queda de la siguiente forma:

$$M_w = \frac{2}{3 \log M_o} - 10.60 \quad (3.3.2)$$

3.4 Mecanismos Focales

Las soluciones de mecanismos focales han sido tradicionalmente usadas como herramienta para el estudio y análisis sismotectónico de regiones continentales u oceánicas, y para el estudio del tipo de desplazamiento y movimiento relativo entre los bordes de los límites de diferentes placas y fallas tectónicas (Hurtado *et al.*, 2001). La metodología principal utilizadas por años consiste principalmente en la lectura de las polaridades de los arribos de la onda P, aunque técnicas más sofisticadas realizan el esquema de inversión de ondas en el dominio del tiempo para realizar la misma tarea, sobre todo cuando la cantidad de lecturas disponibles son pequeñas. La resolución de los datos obtenidos mediante estos métodos, han mostrado una enorme concordancia con observaciones de datos geológicos o geofísicos en distintas regiones del mundo, dando a las diversas técnicas empleadas mayor validez y confiabilidad para su uso.

El principio básico inicia con la idea de la dirección de propagación de las ondas al instante que ocurre la dislocación de una falla. La dislocación irradia ondas P y S en todas direcciones hacia el exterior del foco/dislocación. En algunas direcciones, la onda P inicialmente comprimirá el material a su frente (Compresión), seguido posteriormente de una extensión del mismo (dilatación), mientras que en otras direcciones la onda puede actuar de forma contraria, primero tensionándose y luego comprimiéndose. La acción generada por la onda P en el subsuelo provoca un movimiento que se mantiene desde que deja la fuente, hasta que es registrado por las estaciones sismológicas. Los movimientos varían dependiendo de la ubicación de la estación con respecto a la fuente y se tienen variaciones de polaridad (pulso hacia arriba para la compresión o un pulso hacia abajo para la dilatación), tal como se muestra en el ejemplo de la Figura 3.9^a, donde las trazas sísmicas representan una posición de la estación referente a la localización del foco. El primer movimiento hacia arriba es de compresión y hacia abajo es de dilatación. La Figura 3.9b muestra un perfil donde se distinguen los movimientos compresionales y dilatacionales de acuerdo a la posición de las estaciones en la superficie.

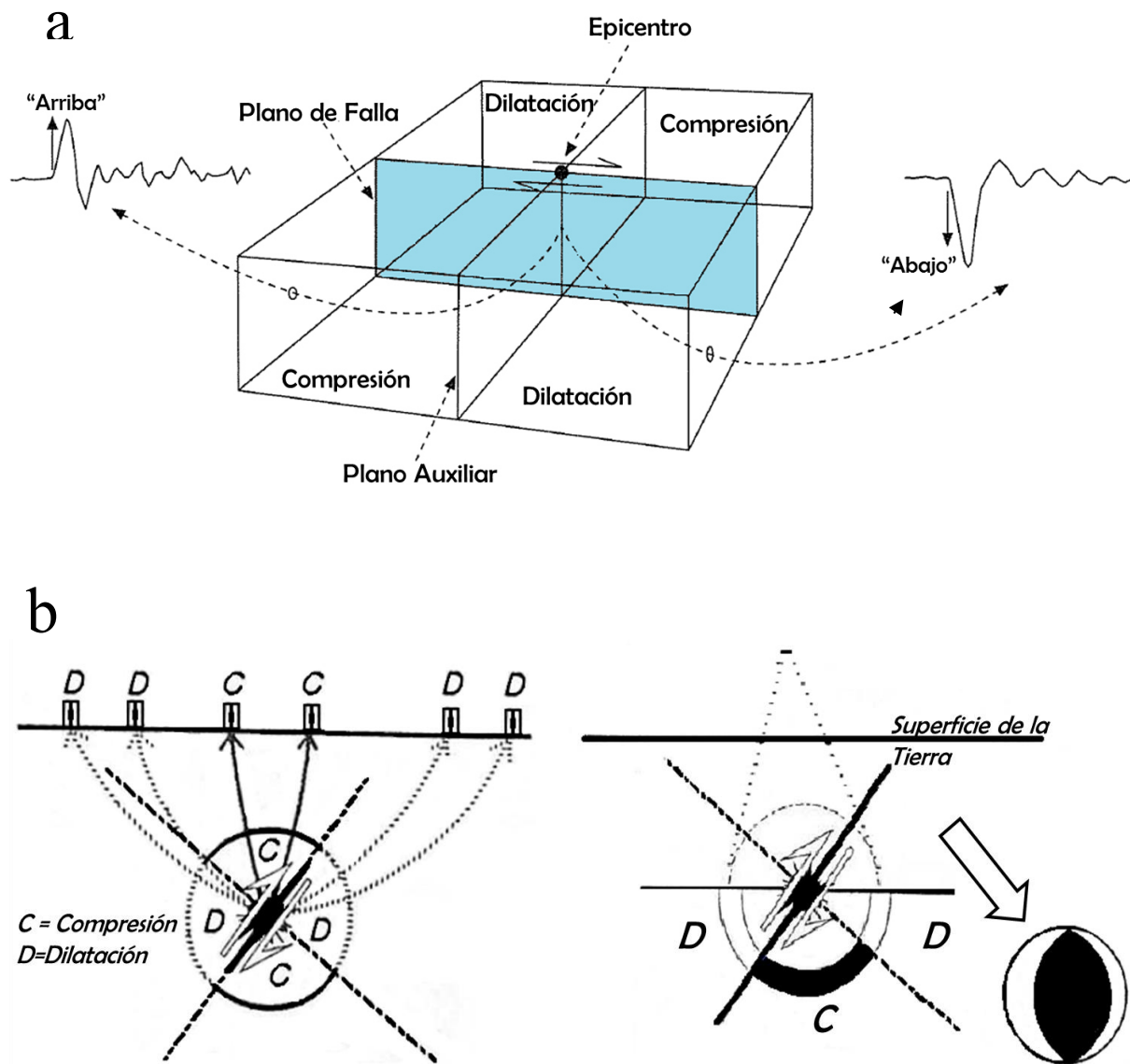


Figura 3.21. a) Primeros movimientos de la onda P desde diferentes direcciones, el plano principal de falla es partido transversalmente por el plano auxiliar para formar los cuatro cuadrantes de compresión y dilatación (Tomado y modificado de Stein & Wyssession, 2013). b) Sección transversal de un mecanismo focal perteneciente a una falla inversa, las ondas radiante viajan hacia arriba en forma de dilatación o compresión y son detectadas por los sismógrafos según su distancia en relación a la falla generadora (Tomados y modificados de Lillie, 1999).

Por otra parte se asume que, los movimientos generados por un terremoto estan representados por dos sistemas de fuerzas ortogonales (tensión y compresión), cuyos ejes estarán definidos por el plano de falla y un plano auxiliar, que corre de forma perpendicular al

plano de falla. Estos planos perpendiculares son llamados *planos nodales*, y separan los cuadrantes de compresión y tensión que definirán el comportamiento de la onda en el subsuelo, tal como se muestra en la Figura 3.9a; de tal forma que, si se logran deducir estos planos, entonces la geometría de falla podrá ser conocida.

La geometría de falla será entonces descrita en términos de la orientación del plano de falla y de las direcciones de desplazamientos a lo largo de esta (Figura 3.10). Esta geometría estará caracterizada por un vector normal \hat{n} , y la dirección de desplazamiento del bloque superior a la falla estará representada por el vector desplazamiento dado por \hat{d} .

Estos vectores pueden ser dibujados en un sistema de coordenadas que podría quedar definidas de dos formas diferentes, con respecto a la direcciones geográficas ($\hat{x}, \hat{y}, \hat{z}$) o con respecto a la falla (ϕ_f, δ, λ), los cuales pueden ser usados para propósitos diferentes.

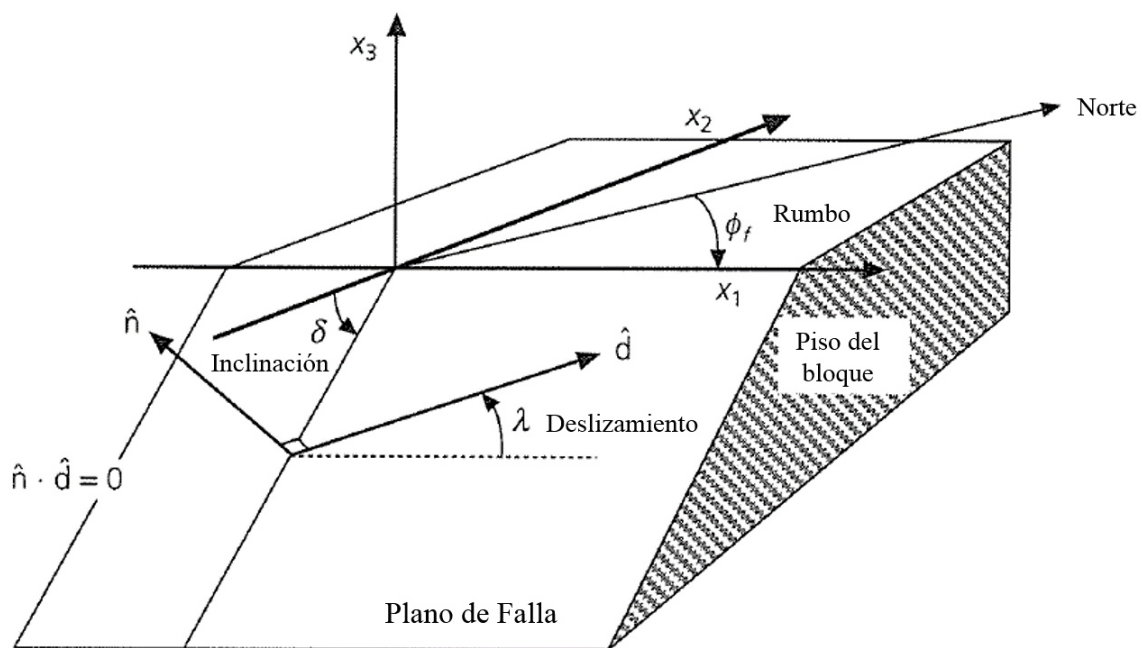


Figura 3.22. Geometría de falla de un terremoto. La orientación del deslizamiento en el plano de fractura viene dado por la inclinación δ , el rumbo ϕ , que es medido a favor de las manecillas del reloj tomando como referencia el norte. El deslizamiento del bloque estará dado por λ , que es medido de forma anti horario al plano de falla (Tomado de Stein y Wyssession, (2003).

La solución del mecanismo focal de un conjunto de arribos de ondas P, puede ser realizada mediante técnicas gráficas o mediante algún método numérico. La solución es típicamente representada mediante una proyección estereográfica estándar del hemisferio inferior de una esfera que envuelve la fuente sísmica. Desafortunadamente, la solución obtenida al problema, independientemente del método empleado, nos proporcionará una solución ambigua al plano de falla, por lo que es necesario, adicionalmente, recurrir a la configuración tectónica, geológica, distribución de réplicas, etc., para poder deducir cuál de los dos planos proporcionados es la solución al plano de falla real.

Finalmente, es posible representar diferentes tipos de fallas dentro de las proyecciones estereográficas o mediante un diagrama de pelota de playa (*beach ball*), tal como se muestra en los ejemplos de la Figura 3.11, donde los cuadrantes blancos (dilatación) y negros (compresión) separan los planos nodales; mientras que las marcas que se muestran entre los polos nos ayudaran a distinguir los ejes P y T (Presión y Tensión), o en algunos casos el eje Nulo (N).

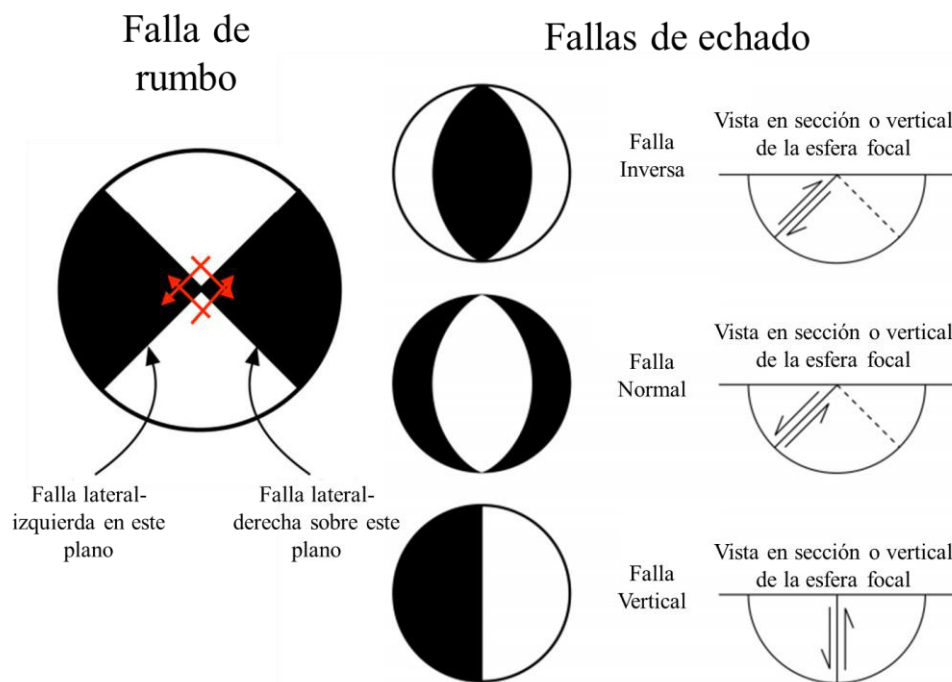


Figura 3 23 Mecanismos focales con varias geometrías, La falla de rumbo muestra un mecanismo puramente de movimiento de rumbo, las flechas indican el tipo de falla dependiendo el plano de falla de referencia, el cual puede ser NE-SW o NW-SE.

3.4.1 Determinación del mecanismo focal usando FOCMEC

Una manera de determinar soluciones de mecanismos focales es usando el algoritmo de FOCMEC (Snoke *et al.*, 1984), el cual es implementado en lenguaje Fortran-77, y entrega una solución de mecanismo que encaje dentro de un criterio seleccionados. FOCMEC no solamente acepta polaridades de onda P, sino que también permite usar las polaridades de las ondas SV y SH, e índices de amplitudes de SH/P y SV/P de cada una de las estaciones del evento analizado.

En adición, FOCMEC requiere de parámetros que controlen el contraste de la solución, estos incluyen el número de errores de polaridades permitidas para una solución y un rango aceptado para la desviación entre las amplitudes calculadas y observadas. Un error de polaridad se define por la incertidumbre asociada con la selección de la primera polaridad de movimiento de la fase de onda; mientras que un índice de amplitud de error es definido por un valor que cae fuera del rango específico de la desviación entre los índices de amplitud calculados y observados (Snoke, 2003). Esto mejorará la convergencia de la esfera focal y entregará mejores resultados.

Para su cálculo FOCMEC realiza una búsqueda sobre todas las configuraciones posibles de rumbo ϕ_f , inclinación δ y deslizamiento λ . El grado de restricción en una solución de plano de falla es reflejada en la diversidad de mecanismos posibles que encajen dentro de la información, con un mínimo de errores de polaridades y amplitudes permitidas. Estudios previos han demostrado que incluir las primeras polaridades de los movimientos de las fases SH y SV, adicional a la fase P, mejora los resultados considerablemente (Snoke, 2003).

Los mecanismos generados pueden ser graficados mediante el uso del subprograma de FOCMEC llamado FOCPLT, cuya información de entrada será la generada por FOCMEC, que consiste en una lista de las soluciones en términos de ϕ_f , δ y λ . Las soluciones son graficadas en una proyección estereográfica de hemisferio inferior de igual área. En este conjunto de datos, también estarán incluidos los planos de falla, los ejes P (Presión), T (Tensión) y B (Nulo), y algunos símbolos que representaran las polaridades P, SH y SV.

3.4.2 Determinación de mecanismo focal usando HASH

Otra técnica usada en la determinación de mecanismos focales de terremotos es la implementada por el programa HASH (Hardbeck y Shearer, 2002), que usa las observaciones de las polaridades de los primeros arribos de la onda P, y opcionalmente puede utilizar también los índices de amplitud S/P. La técnica se diferencia de otros métodos, en que toma en cuenta los posibles errores de la localización del terremoto y del modelo de velocidades sísmicas utilizado; ya que, ambos afectarán las posiciones calculadas del rayo en la esfera focal. El mejor ajuste del mecanismo focal dependerá de las observaciones de polaridad y de los errores mencionados, de esta forma HASH producirá mecanismos con calidad altamente estable, y probará la sensibilidad de la solución para errores posibles dentro de los primeros arribos y el cálculo del ángulo de despegue.

Los errores dentro de los primeros movimientos pueden ocurrir debido a la inversión de la polaridad o la incorrecta elección de la onda P, debido al índice de ruido en la señal. La estabilidad de un mecanismo focal con respecto a este error puede ser probado al cambiar solo un dato de polaridad y observar el cambio en el ajuste del mecanismo. Si al probar el error el ajuste del mecanismo cambia completamente, entonces se indicará que la solución es altamente inestable.

Por otra parte, los cambios en la localización del evento pueden alterar la posición calculada del rayo azimutal en la esfera focal, y de ahí el ajuste del mecanismo focal. La sensibilidad del mecanismo dependerá de la profundidad del evento, ya que la sensibilidad vertical es usualmente mayor que la horizontal. Para un modelo de velocidad en 1-D, los errores de profundidad afectarán directamente al ángulo de despegue calculado; de esta forma, la distribución calculada de los eventos en la esfera focal y por consiguiente, el mecanismo focal también dependerá del modelo de velocidad escogido, y su mayor efecto se verá reflejado en el ángulo de despegue calculado (Hardbeck y Shearer, 2002).

Finalmente, la determinación del mecanismo mediante HASH, cae en la idea central de encontrar el conjunto de todos los mecanismos que puedan ser aceptados para cada evento; Tomando en cuenta los errores mencionados, se calculan los ángulos de despegue y se realiza una búsqueda de todas las configuraciones posibles de rumbo ϕ_f , inclinación δ y deslizamiento λ . La solución preferida será la que sea mayormente probable, dando la

distribución de los mecanismos aceptados, de ahí se obtiene a partir del promedio de las soluciones aceptadas. Un esquema más simplificado de este procedimiento es mostrado en la Figura 3.12.

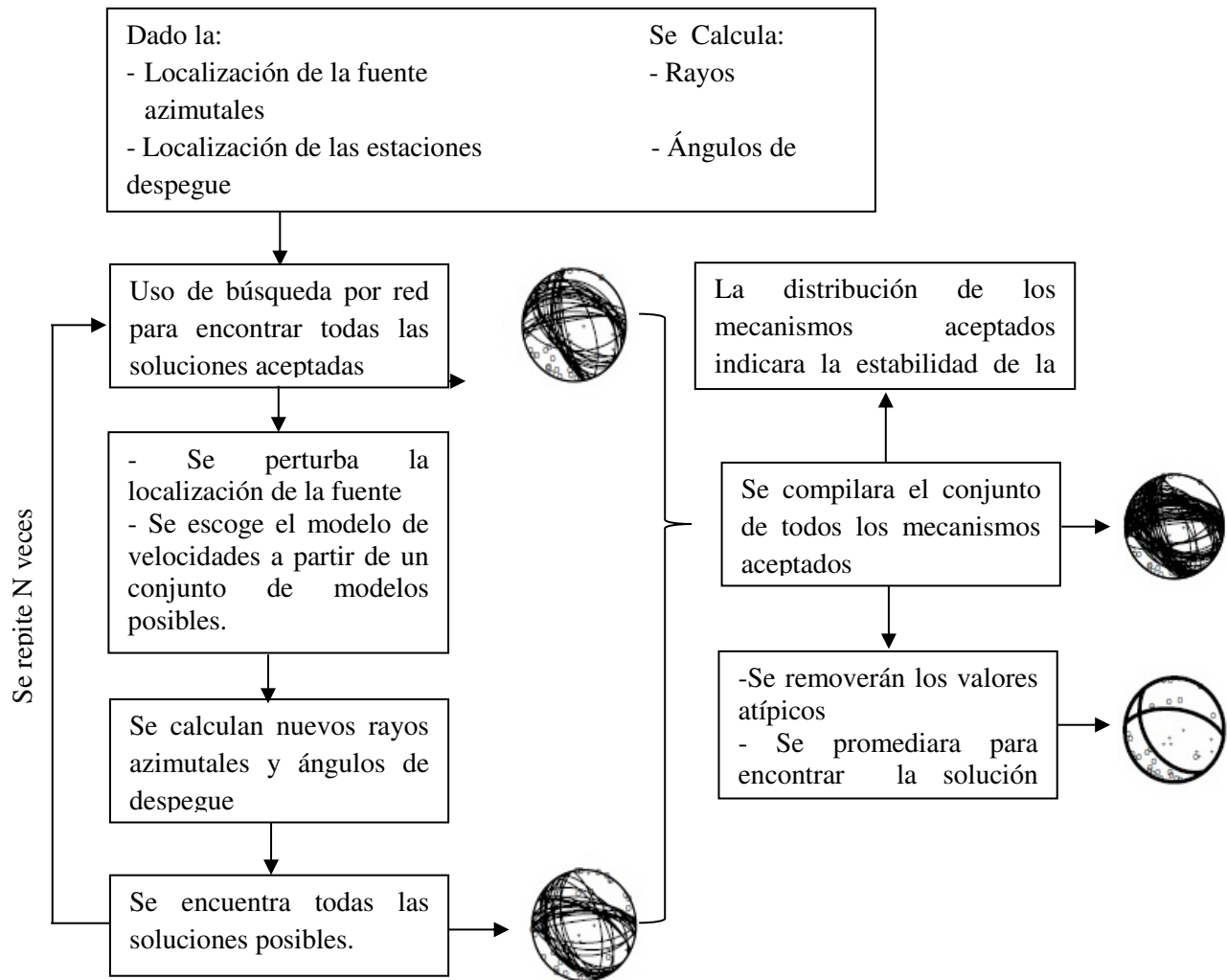


Figura 3.24. Diagrama de flujo para la determinación de mecanismos focales empleando el método de HASH (Hardbeck y Shearer, 2002).

IV INSTRUMENTACION Y PROCESAMIENTO

4.1 Etapa Instrumental

La base de datos sísmicos con la que se trabajó esta tesis fue obtenida a partir de un monitoreo realizado con una red de acelerómetros de periodo corto, instalada a partir del mes de Julio del 2016 en Sur del estado de Nuevo León, en territorio de los municipios de Galeana y Rayones. El análisis y procesamiento de datos de este trabajo se realizó desde la instalación de las estaciones hasta el mes de mayo del 2017. Los eventos sísmicos fueron registrados con acelerómetros triaxiales ALTUS-K2 que trabajan en conjunto con un sensor de velocidad Mark L4C que graba la componente vertical de velocidad. La Figura 4.1 muestra la instrumentación total trabajando en conjunto. La energía es suministrada por una batería, que es alimentada mediante un panel solar, permitiendo la autonomía total de la estación. La estación cuenta con un dispositivo GPS instalado, que mantiene a los equipos actualizados con el tiempo internacional Greenwich Time Meridian (GTM), que permite el registro preciso en el tiempo de los eventos sísmicos para cada una de las estaciones. Debido a que no se cuenta con un sistema de comunicación y transmisión de datos en tiempo real, la adquisición de datos se realizó por viajes de recolección de datos aproximadamente cada 2 meses, llevando también a cabo el mantenimiento técnico de las estaciones.

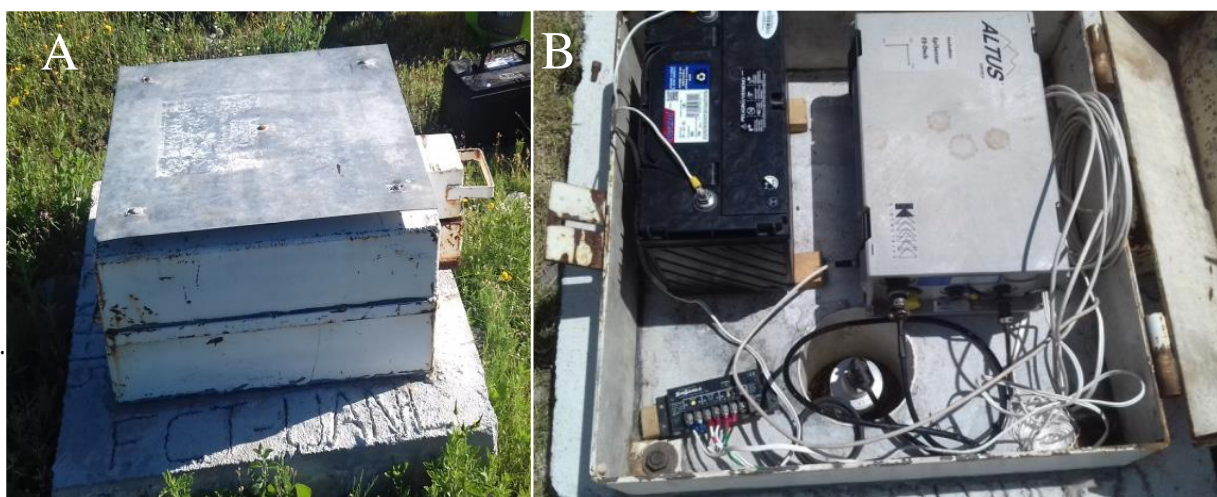


Figura 4.22. a) Estructura de protección de una estación sísmica. b) Componentes principales de la estación sísmica (Acelerómetro, Sensor de velocidad, Panel Solar y controlador de carga).

La Figura 4.2 muestra la distribución de las estaciones que están desplegadas dentro del cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental (SMOr), misma que se puede señalar como la parte Noreste del Altiplano Mexicano. Esta distribución se considera de óptima cobertura ya que se parte de la hipótesis de que la fuente de sismicidad en la región se encuentra distribuida en la región Sur del estado de Nuevo León. Las estaciones se nombraron según la localidad en la que fueron instaladas RAY: Rayones, SRO: San Roberto y PAB: Pablillo, estas dos ultimas ubicadas en territorio municipal de Galeana, N.L. Adicionalmente las estaciones de periodo corto, se tomó en cuenta la información obtenida por algunas estaciones de banda ancha como LNIG: Linares, MNIG: Mederos, MCIG: Coahuila y GTIG, Tamaulipas , del Servicio Sismológico Nacional (SSN) que se encuentran operando en diversos municipios de Nuevo León, Coahuila y Tamaulipas, y que han sido consultadas por su cercanía al área de estudio. La Tabla 4.1 muestra los datos de localización de las estaciones de este estudio.

Tabla 4. 1 Ubicación geográfica de las estaciones sísmicas de periodo cortó desplegadas en el Sur del estado de Nuevo León en esta tesis y las pertenecientes del Servicio Sismológico Nacional.

Estación	Localidad	Latitud N	Longitud W	Elevación (mts)
RAY	Rayones, N.L.	25.75	-99.97	1031
PAB	Pablillo, Gal, N.L	24.75	-100.34	1901
SRO	San Roberto	24.61	-100.14	2102
*LNIG	Linares, N.L	24.89	-99.46	295
*MNIG	Monterrey, N.L	25.60	-100.93	681
*MCIG	Múzquiz, Coah.	27.87	-101.48	465
*GTIG	Gómez Farías, Tam.	23.06	-99.16	374

*Estaciones del Servicio Sismológico Nacional.

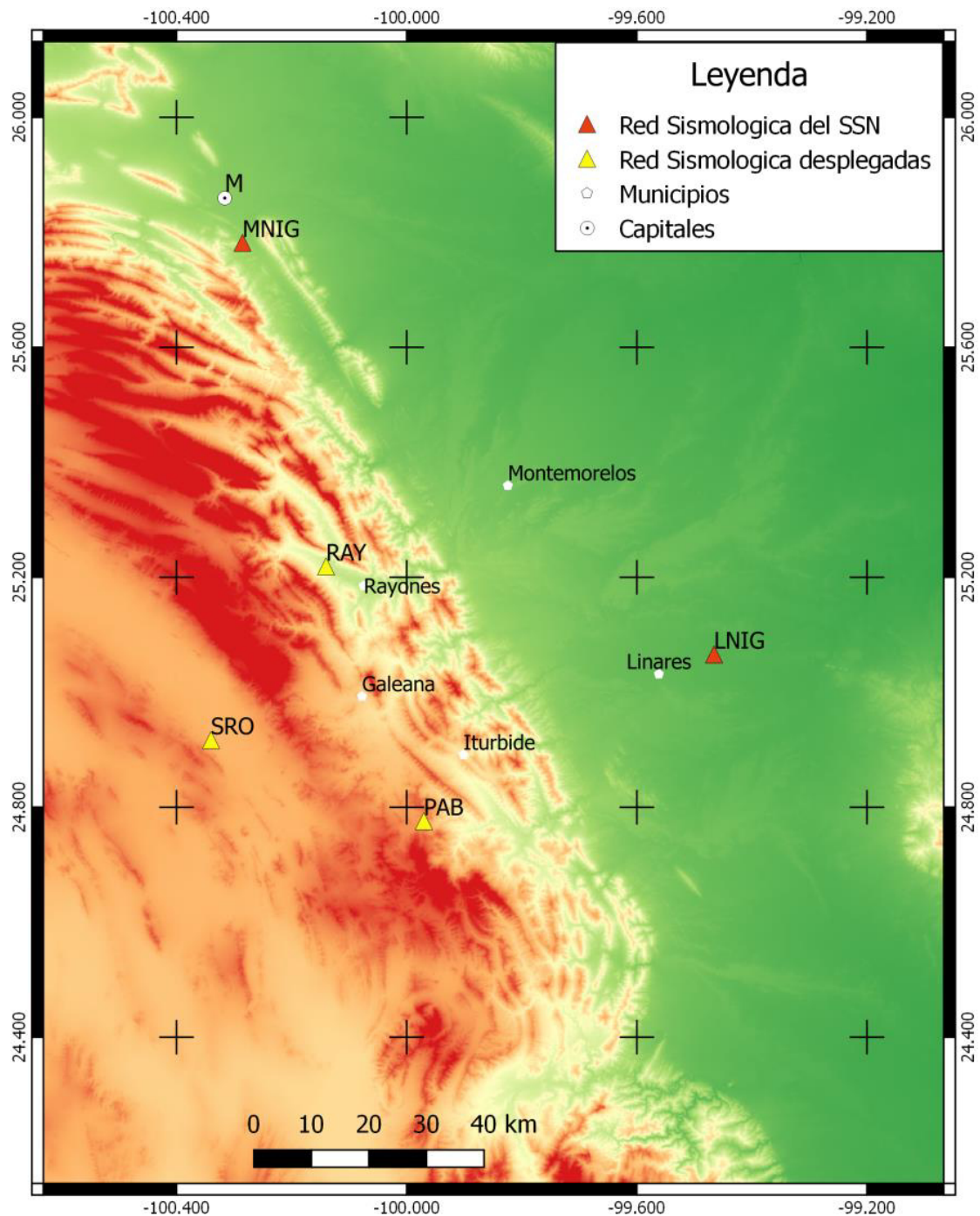


Figura 4. 23 . Ubicación de las estaciones sismológicas el Sur de Nuevo León. Los triángulos amarillos representan las estaciones de periodo corto desplegadas para este trabajo, RAY: Rayones, SRO: San Roberto, PAB: Pablillo. Los triángulos rojos representan las estaciones banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN), MNIG: Mederos y LNIG: Linares ubicadas en el Sur de Nuevo León.

Una limitante del trabajo se encuentra cuando existe poca energía liberada por los eventos y que suele ser atenuada antes de llegar a una estación, lo que provoca que no logre ser registrada, o al menos registrada en una o dos estaciones. Por ello, como se mencionó, se ha tomado apoyo de las estaciones del SSN para poder completar a un mínimo de 3 estaciones y poder realizar la localización con alguno de los métodos descritos en la sección 3.2. Por otro lado, aunque existen técnicas especiales para la localización cuando se cuenta con menos de 3 estaciones, tal como la localización mono-estación (Lay y Wallace, 1995), se ha optado de no recurrir a estas técnicas por la cantidad de incertidumbre que se genera para las localizaciones.

El proceso de calibración de las estaciones se realizó entre los meses de Julio y Agosto del 2016, en el cual se asignaron los parámetros de disparo de cada sismógrafo tomando en cuenta el mecanismo de operación de los equipos, como la capacidad de almacenamiento, la tasa de muestreo, los valores de STA, LTA y STA/LTA, pre y post-evento, etc.

4.2 Procesamiento de datos

Es necesario realizar un procesamiento de los datos obtenidos durante el periodo de adquisición para poder cuantificar y clasificar los eventos sismológicos dentro del área de estudio con el tipo de fuente, localizaciones y magnitudes,. La plataforma de trabajo que se utilizó para este propósito fue el software de código abierto SEISAN (Havskov y Otemöller, 2017), programa utilizado para el análisis y procesamiento de sismogramas digitales, que trabaja en conjunto con diversos subprogramas y subdirectorios que se encuentran dentro de la carpeta de instalación y que facilita el manejo de los datos sísmicos.

Primeramente, para poder leer los archivos que fueron grabados en el formato de instrumentación de las estaciones principales SRO, RAY y PAB, es necesario en el programa principal, convertirlos al formato principal de SEISAN, de extensión *.sei*. Esto es conseguido gracias a los ejecutables *dirf* y *k2sei*, que permitirán conseguir los canales con las formas de onda registradas de los formatos que vienen por defecto de los acelerómetros (*.evt*).

Previamente al procesamiento de los datos, fue necesario también depurar la información registrada por las estaciones y organizar los eventos dentro de una base de datos en *SEISAN*, que fueron agrupadas por año, mes y día. Esta depuración se realizó mediante la observación meticulosa de cada uno de los registros obtenidos en las estaciones desplegadas

dentro de la región, tomando solamente los eventos sísmicos que contengan distancias relativamente cortas (no más de 200 km), para poder ser clasificadas como eventos locales. De igual forma, se compararon los eventos entre las estaciones para buscar que coincidieran entre sí en un mismo intervalo de tiempo, con el objetivo de separar un mismo evento que haya sido grabado simultáneamente en otra estación. Para poder solucionar problemas con las formas de onda, es posible utilizar el subprograma *wavfix* que se encuentra dentro de *SEISAN*, que permite corregir los desfases en el tiempo de las diversas trazas sísmicas.

Posteriormente se obtuvieron los sismogramas de las estaciones de apoyo, para ello se utilizó una plataforma del SSN que permite cortar las trazas sísmicas dependientes de un intervalo de duración asignado y de la estación(es) que se desean conocer. Estos archivos son descargados con formato binario SAC, que es ampliamente usado en sismología. Sin embargo, *SEISAN* carece de una herramienta para llevar a cabo su lectura, por lo que es necesario usar varios subprogramas adicionales tales como WAVETOOL, SEISEI Y SACSEI, que se encuentran incluidos también dentro de los directorios de *SEISAN* y que ayudarán a la conversión de los datos a un formato que sí pueda ser utilizado por *SEISAN*. La descripción de todos los subprogramas utilizados en este proceso son mostrados en la Tabla 4.2.

Tabla 4. 2 Programas ejecutables integrados en **SEISAN** que permiten convertir a formato propio **.sei** y corregir algunos errores que presenten las trazas.

<i>Programa</i>	<i>Descripción</i>
<i>dirf</i>	<i>Enlista archivos, entregando un file input llamado filenr.lis</i>
<i>k2sei</i>	<i>Convierte archivos de acelerómetros k2 a formato SEISAN</i>
<i>wavfix</i>	<i>Repara archivos de onda (Corrección de tiempo, encabezados, etc.)</i>
<i>wavetool</i>	<i>Transforma datos a diferentes formatos</i>
<i>seisei</i>	<i>Unir archivos a formato SEISAN</i>
<i>sacsei</i>	<i>Transforma archivos SAC a formato SEISAN y permite renombrar componentes</i>

Despues de la depuración de datos se seleccionaron un total de 60 eventos para su analisis y procesado dentro de **SEISAN**. Estos fueron unidos en una sola ventana como se muestra en la Figura 4.3, la mayor parte de los eventos fueron registrados en 2 de las 3 estaciones temporales, por lo que se requirió al menos de una estación adicional del **SSN** para lograr el mínimo de estaciones necesarias para la localización, siendo la ubicada en Linares **LNIG** la que logró registrar la mayor parte de los eventos por su relativa cercanía al área de estudio. Por otro lado, la estación en Unidad Mederos de Monterrey **MNIG**, aunque se encuentra a una distancia cercana al área de estudio, posee un desfase en el tiempo, por lo que en la mayor parte de los eventos analizados no se ha consideraron sus registros.

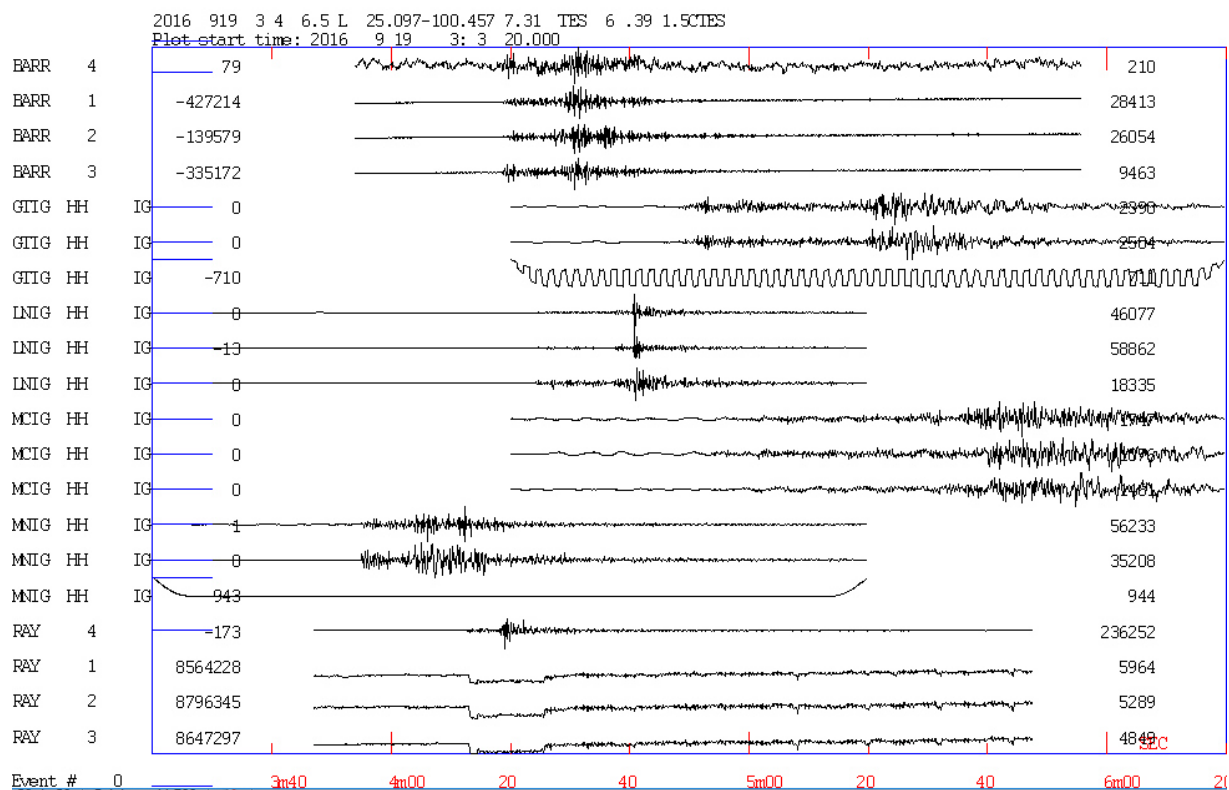


Figura 4. 24. Registro de un evento sísmico convertido a formato Seisan y listo para procesar. Evento ocurrido el 19 de septiembre del 2016 a las 03:04:06 GTM.

4.2.1 Corrección por Respuesta Instrumental

La respuesta de un instrumento es específica del tipo del sensor utilizado, por lo que no todos los instrumentos graban y entregan los mismos datos. Para corregir esto, la respuesta del instrumento debe ser calculada y eliminada, este procedimiento se debe realizar en todos los sismogramas.

Las señales con las cuales se trabajó fueron registradas por sensores de aceleración y velocidad que poseen una respuesta en frecuencia determinada por una serie de parámetros físicos propios de cada instrumento, los cuales son mostrados en el Anexo I. La Figura 4.4 muestra la respuesta instrumental de la estación de Rayones RAY.

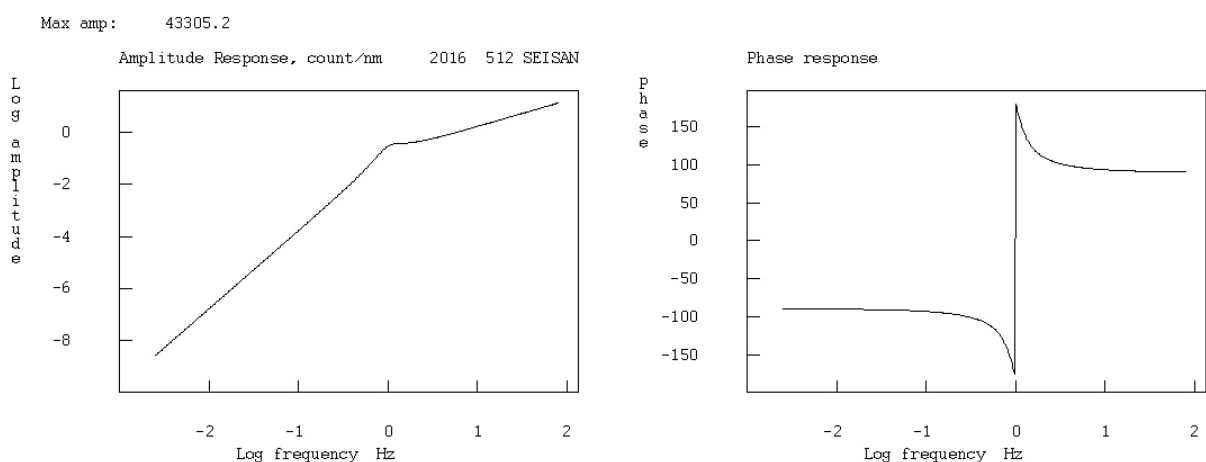


Figura 4. 25. Respuesta instrumental de la estación Rayones RAY, la gráfica de la izquierda muestra la respuesta en amplitud medida en cuentas/m, mientras la de la derecha muestra la respuesta en fase medida en grados.

Esta corrección instrumental fue realizada directamente desde *SEISAN*. Para ello se tomó el espectro de una traza sísmica y se dividió (deconvolución en frecuencia) por la función de la respuesta instrumental para posteriormente regresarla al dominio del tiempo. La traza resultante de este procesamiento fue corregida por la respuesta instrumental.

4.2.2 Localizaciones

Los métodos computacionales para la localización de eventos sísmicos descritos en la sección 3.2, HYPOCENTER E HYPOINVERSE, incluidos dentro de la paquetería de *SEISAN*, son las dos principales herramientas de localización utilizadas en este trabajo.

Tal como se describe en el capítulo anterior, la localización en *SEISAN* depende principalmente de un modelo de velocidades adecuado para el área de estudio. Diversos estudios de sismicidad en la región en áreas vecinas a las del estudio de este trabajo, han utilizado el modelo definido por el SSN, ejemplo de ello, se presenta en Gómez-Arredondo (2014), quien se realizó re-localizaciones a 52 sismos al este de la SMO con varios modelos de velocidades propuestos, siendo el del SSN el que presentó mejor ajuste para las localizaciones. El modelo se describe en la Tabla 4.3, y se muestra en la Figura 4.5.

De esta forma, las primeras localizaciones quedaron definidas con el modelo del SSN. Se consideró desde el inicio que probablemente no es el más adecuado para la zona de estudio, debido a las características topográficas presentes en el área de montaña de la SMO, cuya altura promedio está por encima de los 2200 m sobre el nivel del mar, lo que produciría un espesor mayor de corteza para la zona, con apoyo de la hipótesis de isostasia, por lo que es indispensable cuantificar un modelo de corteza más aproximado a las características del área de estudio.

No obstante, mejorar el modelo de velocidades es una tarea difícil si no se cuenta con la cantidad suficiente de instrumentación operando en un rango espacial y temporal más amplio dentro del área de estudio. Se requiere información de suficientes eventos sísmicos registrados en un número considerable de estaciones (de 6 a 8 estaciones). Los eventos obtenidos durante el periodo de adquisición a los que se les pudo encontrar una localización, con al menos 3 estaciones, fue de 60, aunque cabe mencionar que existen 112 eventos que cuentan con una cantidad menor de estaciones registradas, f en una estación, lo que impide que puedan ser utilizados debido a la mayor incertidumbre generada por los datos al momento de la localización.

Tabla 4. 3 Modelo de velocidades del el SSN, utilizado por Gómez Arredondo (2014).

Velocidad de onda P (km/s)	Profundidad (km)
6	0.0
7.76	16.0
7.96	33.0
8.26	100.0
8.58	200.0
8.97	413.0
$V_p/V_s=1.78$	

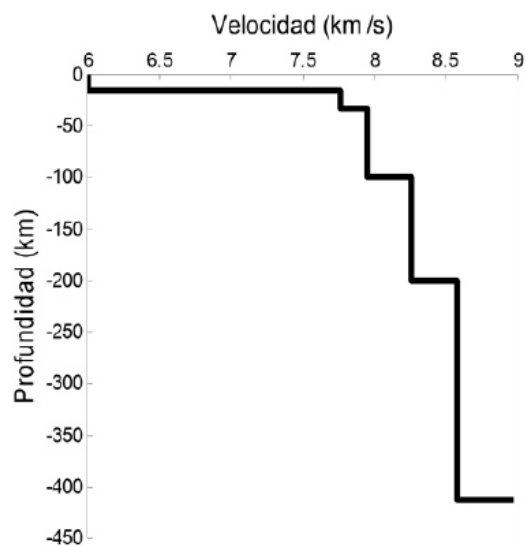


Figura 4. 26. Modelo de velocidades de la corteza utilizado por el SSN, la línea negra representa la velocidad de la onda P (en Gómez-Arredondo, 2016).

4.2.2.1 Estimación del modelo de corteza mediante modelado gravimétrico

Para resolver la limitante del cálculo del modelo de velocidades, se planteó primero obtener un modelo de corteza para la región a través de datos gravimétricos del INEGI, de tal manera que usando la teoría de la sección 3.1, fue posible establecer una profundidad de la corteza continental (Mohorovicic) que fue usada para fijar el límite corteza-manto en el modelo de velocidades y a partir de las inferencias geológicas de la región, se completó el resto de las profundidades de capas de la corteza continental.

Este proceso de modelado se inició tomando los datos de la anomalía de Bouguer y Aire Libre disponibles de la base de datos gravimétrica del INEGI (2010), los cuales son de libre acceso. Posteriormente, se determinaron los perfiles utilizados para el cálculo de la corteza, considerando principalmente que estos cubrieran la zona de estudio. Los perfiles han sido tomados en dos direcciones, de norte-sur y este-oeste tal como se muestra en la Figura 4.6.

Los estudios de gravimetría regional (Schellhorn, 1987; Mickus y Montana, 1999) consideran parámetros como la profundidad de compensación a 30 km, una densidad de la corteza continental de 2.67 g/cm^3 y un contraste de densidad a través de la raíz de la corteza de 0.35 g/cm^3 . Estos valores fueron utilizados para calcular la anomalía gravimetría regional que se obtuvo en este trabajo.

Para cuantificar la interpretación de las anomalías de Bouguer, se construyeron dos modelos gravimétricos corticales como lo muestran las Figuras 4.7 y 4.8. Ambos cruzan la provincia del norte de México y son perpendiculares entre sí, como se lo indica en la Figura 4.6, mediante el uso de un modelado isostático a partir de barras semi-infinitas 2-D. Las anomalías fueron determinadas por el uso de las elevaciones de las estaciones gravimétricas y profundidades de compensación propuestas a través de un proceso de prueba y error descrito en la sección 3.1.

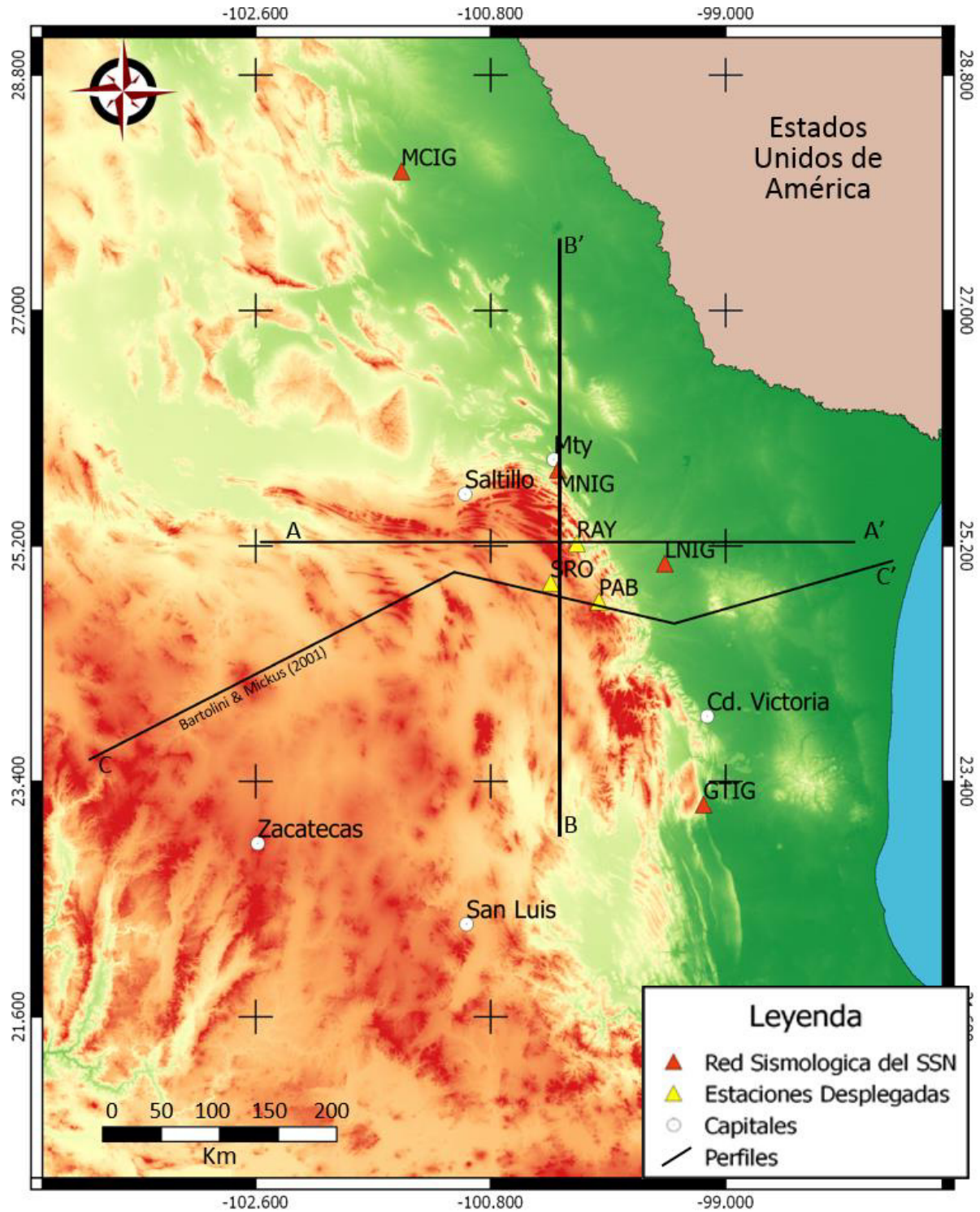


Figura 4. 27. Perfiles gravimétricos (A-A') y (B-B') obtenidos mediante el modelado gravimétrico de anomalía de Bouguer en este trabajo. Perfil realizado por Mikus y Montana (1999) (C-C') en el frente de la SMOR. Los triángulos representan las estaciones sismológicas para este trabajo.

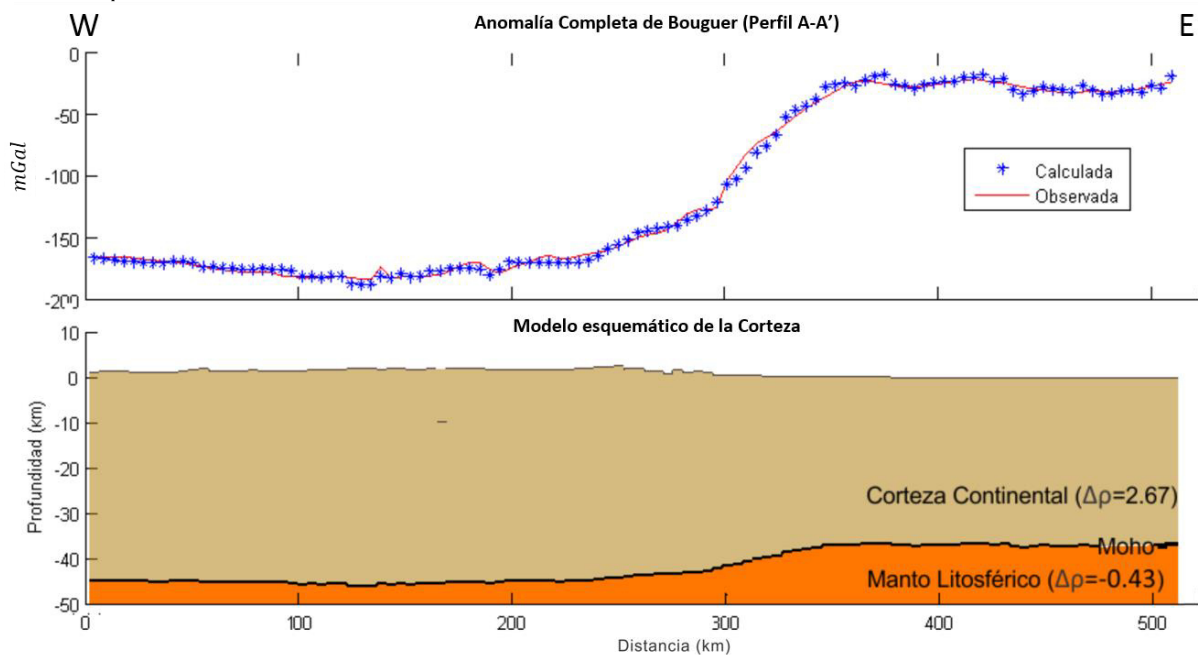


Figura 4. 28. Modelo de corteza obtenido a partir del modelado isostático correspondiente al Perfil AA' (Oeste-Este) de la Figura 4.6. El contraste de densidad promedio de las capas $\Delta\rho$ es en g/cm^3 .

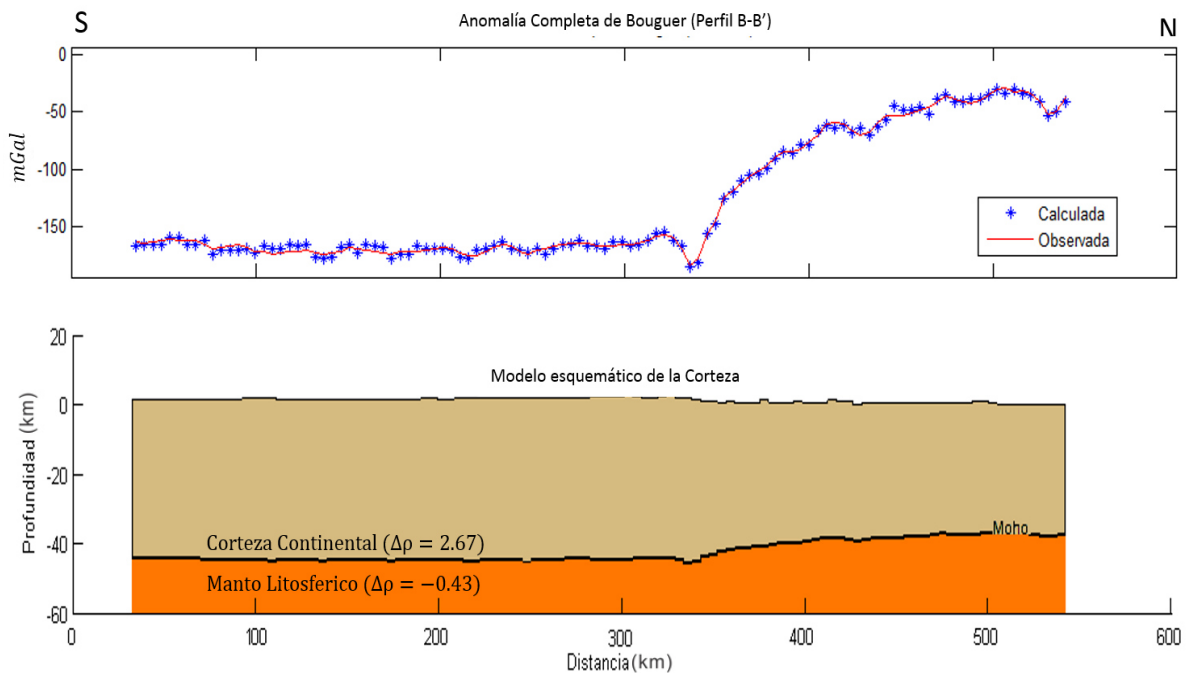


Figura 4. 29. Modelo de corteza obtenido a partir del modelado isostático correspondiente al Perfil BB' (Sur-Norte) de la Figura 4.6. El contraste de densidad promedio de las capas $\Delta\rho$ es en g/cm^3 .

Usando la información de INEGI se compararon las anomalías de Bouguer observadas y la calculada, que son mostrados en los perfiles de las Figuras 4.7 y 4.8. En ambos perfiles, existe una anomalía negativa alrededor de -160 mGal al Oeste de la SMOr, la cual incrementa a valores más positivos hacia el Oeste dentro de la cordillera, hasta obtener valores alrededor de -50 mgal al Este del frente de la SMOr.

Las anomalías gravimétricas isostáticas de Bouguer para los dos modelos, en conjunto, sugieren una variación del espesor de corteza de 40 a 45 km al Oeste de la SMOr (o en el borde Noreste del Altiplano Mexicano); mientras que el espesor cortical al Este de la SMOr varía entre los 33 y 36 km de profundidad. La profundidad de la discontinuidad Mohorovicic la muestran los modelos resultantes de las Figuras 4.7 y 4.8 como resultado del modelado gravimétrico de la anomalía de Bouguer. Los modelos muestran el contacto de la corteza continental y el manto. Un espesor promedio para la región de estudio puede ser considerada de 43 km, el cual es altamente correlacionable con el trabajo realizado por Bartolini y Montana (2001) mostrado en la Figura 4.9.

4.2.2.2 Modelo de Velocidad Mejorado

El modelo de corteza mejorado quedo definido a partir de la modificación del modelo del SSN dentro de sus primeros límites, ya que se consideró que los eventos sísmicos registrados tendrían profundidades menores a 40 km. Partiendo de la profundidad 0, la velocidad de onda P para nuestro modelo se fijó en 5 km/s, debido a que la mayor cantidad de las localizaciones generadas por el modelo del SSN muestran profundidades igual a 0, posiblemente por tener una velocidad alta de arranque. También se consideró una secuencia sedimentaria mesozoica de 3 km (e.g Michalzik, 1988), la cual es relacionada a una velocidad de onda P de 5.72 km/s. Los siguientes límites quedaran definidos por la profundidad media de la discontinuidad de Conrad dentro de la región (~23 km) tomada de Mickus y Montana (1999) y la profundidad al Moho ~43 km determinada en este trabajo con modelado gravimétrico.

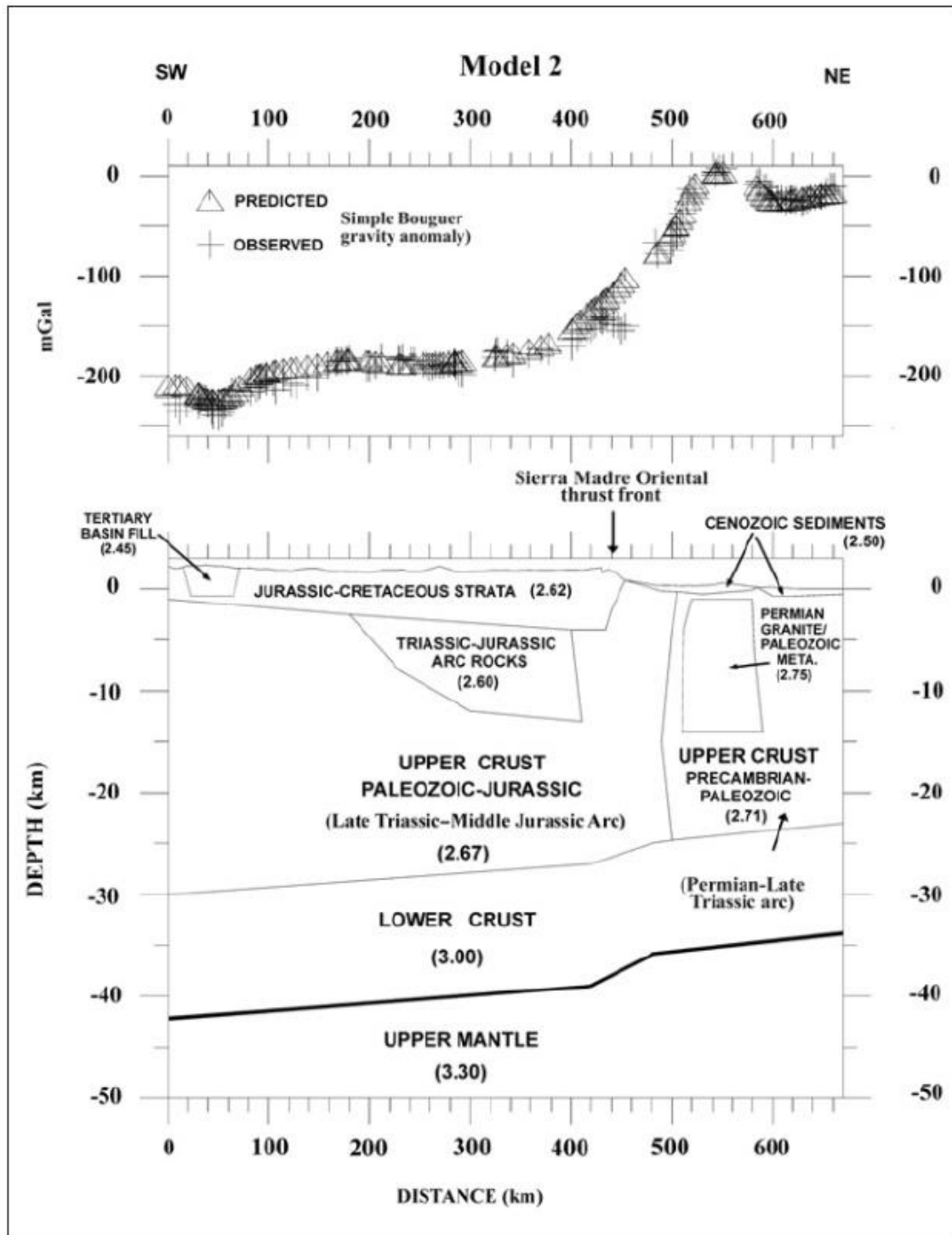


Figura 4. 30. Modelo de gravedad a lo largo del perfil C-C' (Figura 4.5). El modelo de corteza cruza el frente de la SMOr y el arco volcánico del Pérmico-Triásico temprano. El número entre paréntesis representa la densidad promedio de la capa en g/cm^3 (Tomado de Bartolini y Mickus, 2001).

Adicionalmente, fue necesario encontrar un valor para la relación de velocidades V_p/V_s , esto fue realizado mediante el cálculo del promedio de todos los valores V_p/V_s obtenidos en el diagrama Wadatti de todos los eventos sísmicos localizados en la región de estudio. *SEISAN*, por otra parte, tiene la opción de estimar un valor de V_p/V_s , si se le entrega dentro de un archivo de texto (.dat) la información de dos lecturas de un gráfico Wadatti, de cada uno de los eventos disponibles y entonces se obtiene un promedio para V_p/V_s más confiable.

El modelo de corteza modificado quedó entonces definido en la Tabla 4.4, con un coeficiente V_p/V_s de 1.74 el cual se presenta en la Figura 4.9. Se muestra un comparativo entre los modelos del SSN y el modificado (Figura 4.10) en este trabajo, en el cual se observa el cambio en los parámetros de cada capa dentro de los primeros 40 km de profundidad del modelo de velocidades.

Tabla 4. 4 Modelo mejorado de velocidades, para el Oeste de la Sierra Madre Oriental.

Velocidad de onda P (km/s)	Profundidad (km)
5	0
5.72	3
7.76	23.0
7.95	43.0
8.26	100.0
8.58	200.0
8.97	413.0
$V_p/V_s=1.74$	

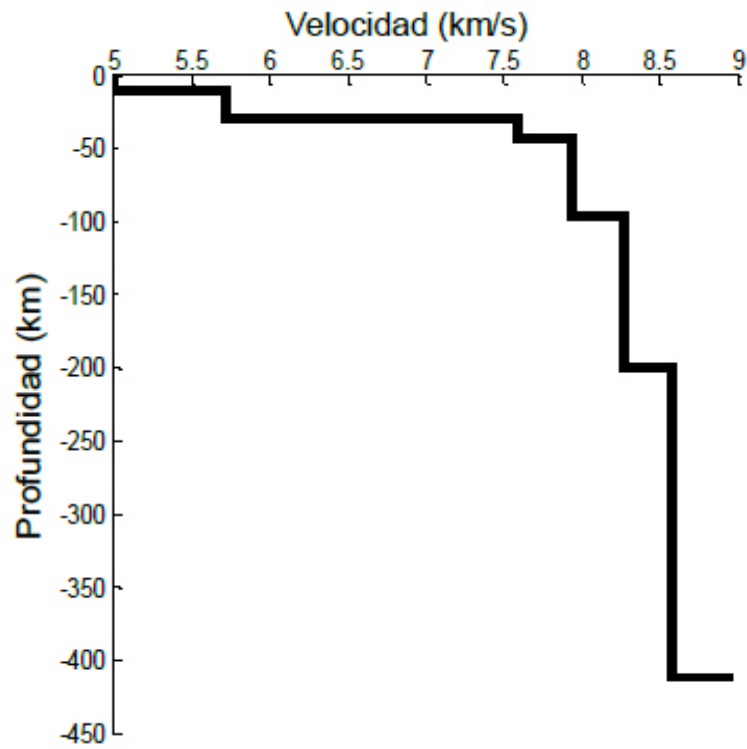


Figura 4. 31. Modelo modificado de velocidades de la corteza obtenido en esta tesis.

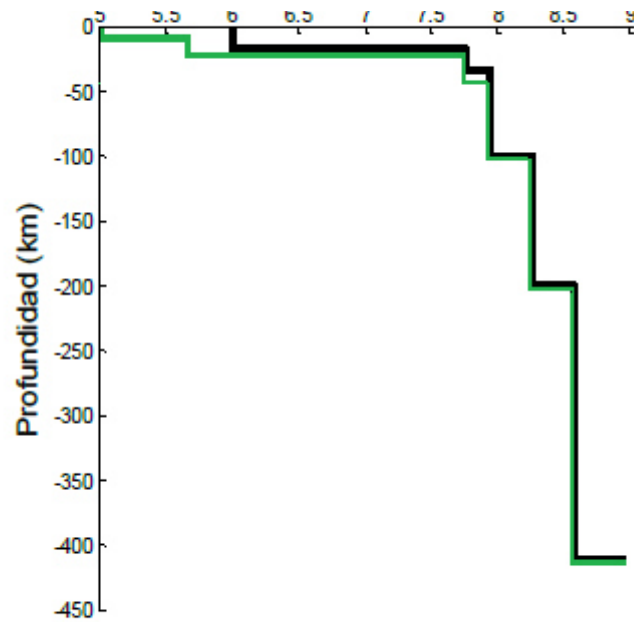


Figura 4. 32. Comparación entre los modelo de velocidades. Línea negra es el modelo del SSN y la línea verde representa el modelo modificado en este trabajo.

4.2.2.3 Secuencia de localizaciones

El modelo de velocidad, la relación V_p/V_s , la ubicación de las estaciones y su altitud, al igual que varios parámetros de entrada definidos en Lienert (1994), fueron colocados dentro del archivo STATIONX.HYP de *SEISAN*, el cual fue usado para la obtención de las localizaciones.

Para poder generar una localización, es necesario realizar un procesamiento a cada uno de los eventos, bajo el siguiente procedimiento:

- 1) Se identifican los arribos de las ondas P y S, diferenciando las ondas emergentes o impulsivas. En muchos casos se realiza un filtrado de 1 a 5 Hz para poder observar los arribos con mayor precisión. Para el caso de la onda P, también se indica la polaridad del arribo (Dilatación o Compresión).
- 2) Se obtuvieron los diagramas de Wadatti y gráficos de tiempo de arribo, los cuales se muestran en las Figuras 4.12 y 4.13, respectivamente. El primero para obtener una relación V_p/V_s , tiempo de origen t_0 y, a su vez, observar si existen errores en la selección de tiempos de arribo. El segundo es útil para poder ver si existe error en algún arribo en particular ya sea de la onda P o S. En caso de que los puntos graficados no encajen de forma adecuada en la línea de los gráficos, es necesario reajustar los tiempos de arribo, con el fin de disminuir el error de la localización.
- 3) Se agregan los pesos de ponderación asociados a las lecturas de los tiempos de arribo, los cuales van del 0 al 4, [0 (100%), 1 (75%), 2 (50%), 3 (25%), 4 (0%)], estos son elegidos dependiendo de la confianza que se tenga en el arribo escogido, si la confianza es alta, entonces el valor de 0 es el indicado; si la calidad disminuye, un valor diferente puede ser escogido de acuerdo a la confianza que se tiene en el arribo, siendo el valor 4 cuando no se está totalmente seguro sobre el arribo.
- 4) Se define adicionalmente el tiempo de duración de la coda, la cual es identificado al final de la onda S, cuando las amplitudes de la onda final caen dos veces igual a la amplitud del ruido ambiente de fondo en el sismograma digital.

- 5) Finalmente, se decide desde la ventana de EVV en *SEISAN* el comando “h” para el cálculo con hypoinverse y “l” para el hypocenter. El cálculo arrojará una ubicación geográfica del evento, así como la profundidad, el rms, los errores en profundidad y coordenadas geográficas, y al igual que la magnitud de Coda calculada por el programa utilizado.

El procesamiento anterior se realiza de forma cuidadosa, debido a que de esto depende la calidad en el cálculo de las localizaciones. La Figura 4.14 es el resultado de la selección de las fases sísmicas con sus valores de pesos asociados, polaridad y coda asignada. Cabe resaltar que los diagramas mostrados en las Figuras 4.12 y 4.13 son una herramienta muy útil para poder corregir errores en la selección de los datos, por lo que fueron frecuentemente consultados.

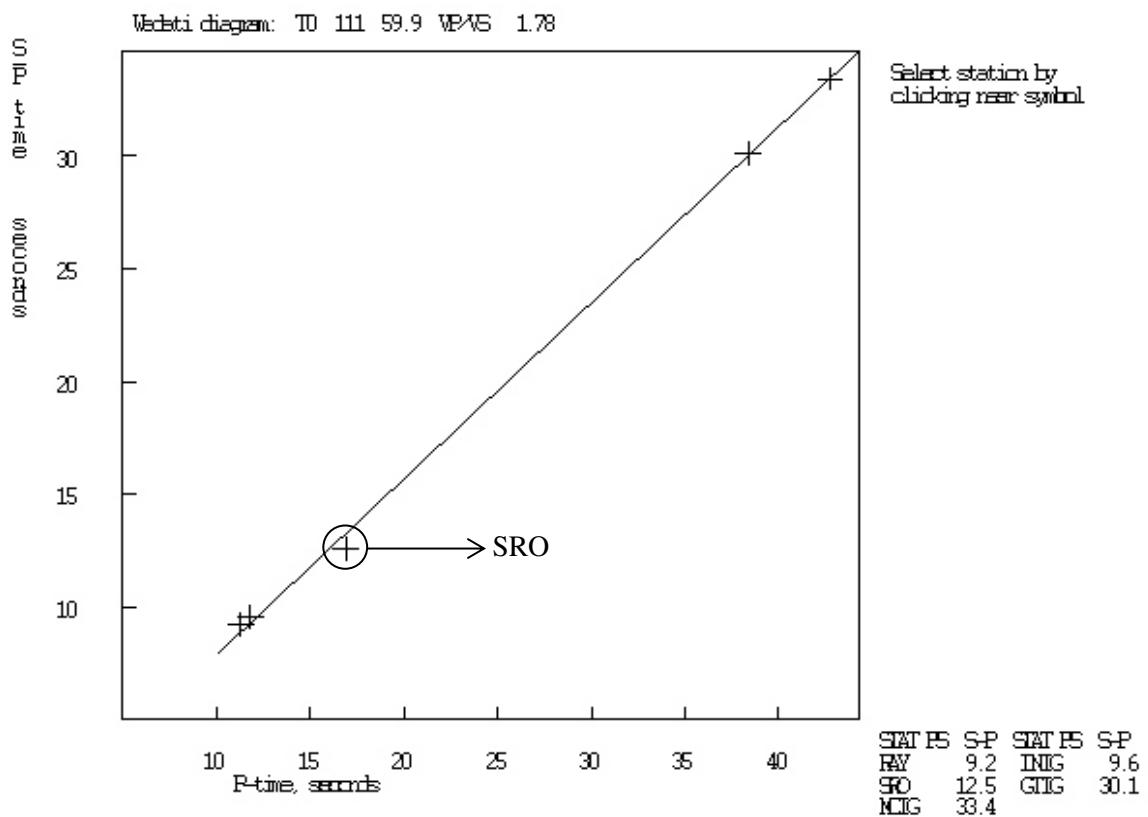


Figura 4. 33. Diagrama Wadatti. La línea de tendencia muestra el ajuste a las lecturas tomadas, con un coeficiente V_p/V_s razonable para la localización (1.78). El punto encerrado indica un pequeño desajuste en una de las estaciones sismológicas (SRO) y es recomendable reajustar el dato para obtener una lectura más confiable. Evento ocurrido a un tiempo de origen 01:11:59 del 2017/08/30.

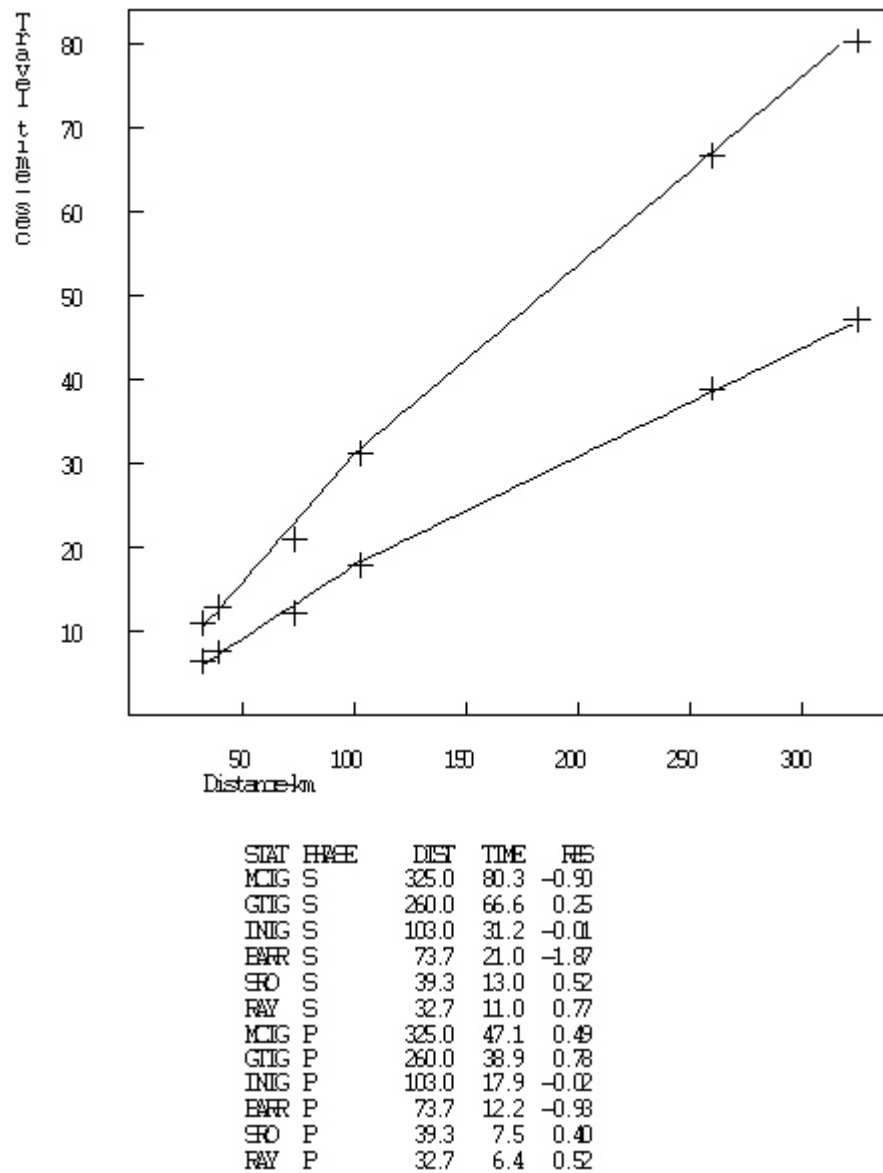


Figura 4. 34. Diagrama de tiempo de viaje. El gráfico nos muestra el ajuste entre los arribos de forma individual. Los valores de la parte inferior representan la distancia (DIST), tiempo (TIME) y residual (RMS) asociada a cada registro de las estaciones. Si el RMS es muy alto, es recomendable reajustar los arribos. Evento ocurrido a un tiempo de origen 03:04:06 del 2016/09/19.

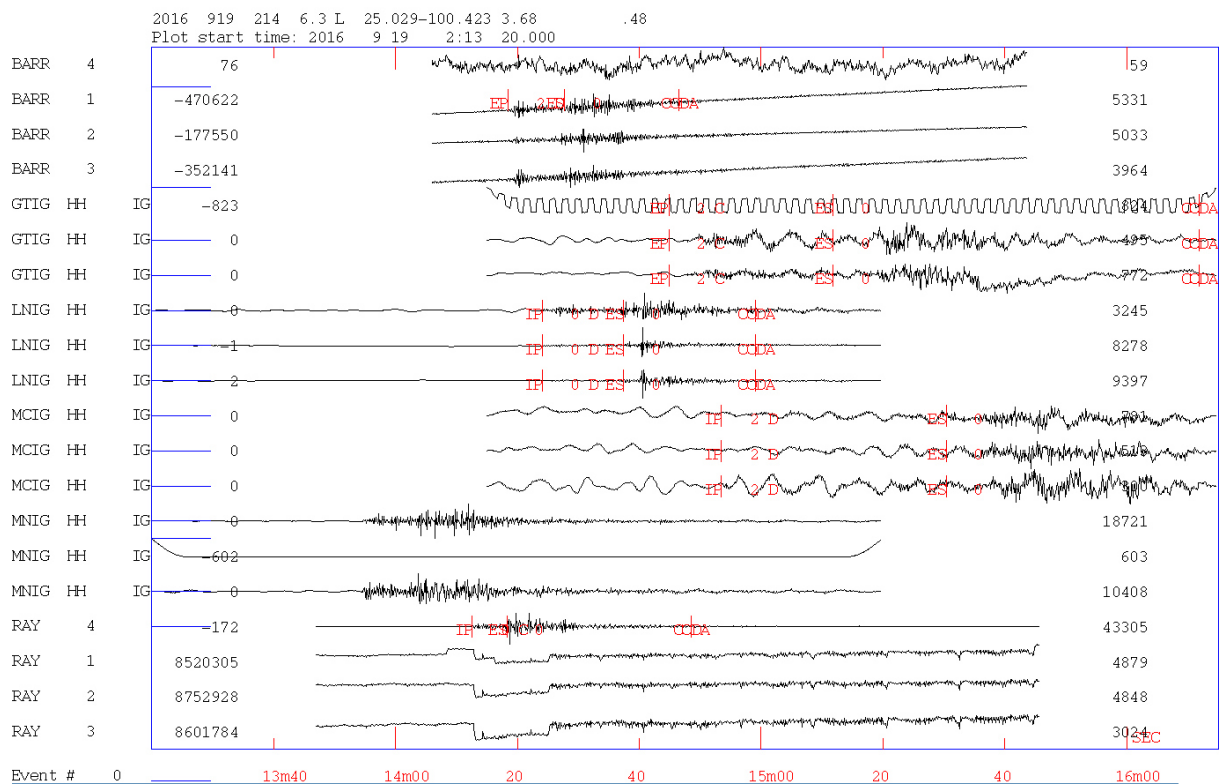


Figura 4. 35. Ventana de un sismograma de un evento ocurrido del a las 02:14:30 GTM 19 de septiembre del 2016. Las marcas IP y ES representan la selección del arribo de la onda impulsiva P y onda emergente S. Los pesos asociados, arribos y el valor de Coda también son asignados a cada traza, para el cálculo dentro de Hypocenter o Hypoinverse.

4.3 Análisis e Interpretaciones

El análisis espacio-temporal de los datos comprendió desde los meses de Julio del 2016 hasta Mayo del 2017, que arrojó un promedio de 5 eventos por mes, dando un total de 60 eventos para el periodo de adquisición. Si bien la cantidad de eventos no es demasiada, sí permite tener una perspectiva del comportamiento de la distribución espacial de los eventos sísmicos en el Noreste del Altiplano Mexicano. De igual forma, éstos no representan la totalidad de los eventos registrados para este periodo, puesto que se tienen un total de 112 eventos que no fueron considerados, ya que fueron registrados en al menos de tres estaciones.

En total se registró 18 eventos en cuatro o más estaciones, estos son de mayor importancia para obtener localizaciones y mecanismos con menor grado de incertidumbre. Los restantes 42 eventos han sido registrados solo en tres estaciones.

En cuanto a las respuestas de las estaciones temporales desplegadas, la estación de Rayones (RAY) es la que mejor desempeño realizó durante el periodo de adquisición, al registrar el 90% de los eventos ocurridos. Mientras que la estación Pablillo (PAB) en Pablillo, Galeana, fue la de menor número de registros, debido a problemas técnicos con el equipo. En cuanto a la estación de San Roberto (SRO), su aportación a los datos fue buena. Por otro lado, de las estaciones permanentes, se tiene que LNIG fue la que mejor respuesta brindó, debido a que logró registrar una gran parte de los eventos ocurridos durante este periodo, por lo que la estación fue consultada con frecuencia. En cuanto al resto de las estaciones del SSN, se obtuvo un desempeño de registro moderado tanto para GTIG y MCIG, sobre todo en eventos localizados en dirección a esas estaciones. Por último, la estación de MNIG, no fue completamente utilizada debido a problemas de sincronización con el resto de las estaciones.

Las localizaciones obtenidas a partir de los modelos de velocidades del SSN (Tabla 4.3), ha sido comparado con el modelo propuesto propuesto (Tabla 4.4) para el Oeste de la sierra utilizado por Gómez-Arredondo (2012) (Tabla 4.3). Los resultados de las distribuciones epicentrales de la sismicidad, para ambos modelos, se muestran en la Figura 4.15, donde se observa que la distribución espacial de los sismos se alinea al frente de la sierra, con una dirección NW-SE para el caso del modelo mejorado. La concentración de estos eventos puede ser utilizada como guía para buscar posibles fallas geológicas en la región, porque representan a fallas consideradas sísmicamente activas.

Los resultados muestran que una gran cantidad de eventos localizados al Oeste de la SMOr usando el modelo de velocidades del SSN, arrojaron estimaciones de profundidades de 0 km, lo cual no concuerda con los sismogramas observados en el análisis de los datos, como para poder ser considerado un evento superficial. Este error posiblemente es debido a que la velocidad de onda P asignada a la primera capa, dentro del modelo de velocidades del SSN, es muy alta. Por otra parte, el Modelo de Velocidades determinado en este trabajo (Tabla 4.4) no presenta este problema para los eventos ocurridos al Oeste de la SMOr.

Los residuales obtenidos por ambos modelos son mostrados dentro de la Figura 4.16, donde los resultados han sido separados para una mejor interpretación, de esta forma se han agrupado según hayan sido localizados al Este u Oeste de la SMOr. La Figura 4.16a representa el primer comparativo de las localizaciones al Oeste de la SMOr, se logra observar que el modelo propuesto, arroja valores menores que los estimados por el modelo del SSN, para la mayoría de los eventos localizados al Oeste de la SMOr, lo que indica que el modelo se ajusta mucho mejor para la región. Por otra parte, en la Figura 4.11b se observa lo opuesto, las localizaciones epicentrales al Oriente de la SMOr, arrojan residuales mayores con el Modelo propuesto en este trabajo en comparación al del SSN, lo que sería esperado suponiendo que el espesor cortical para ambas regiones varía considerablemente, lo que a su vez, se reflejó por los valores de profundidad estimados con el Hypocenter o Hypoinverse. Por ejemplo; se obtuvo una profundidad de igual a cero con un residual de 0.78, pero con un error en su estimación de 2.6 km en el evento ocurrido a las 03:04:06 GTM del 09 de Septiembre del 2016 con el modelo de velocidades del SSN. El dato de profundidad obtenido, nos hablaría de un sismo superficial, no obstante, las polaridades leídas dentro de los arribos de las ondas P, no comparten una misma polaridad, por lo que la hipótesis de ser un evento superficial, no es válida. Este tipo de errores se lograron minimizar sustancialmente con el modelo de velocidades propuesto en este trabajo para los eventos del Oeste de la SMOr, sin embargo, los 23 eventos procesados del Este de la SMOr con este mismo modelo, presentan sesgos en sus estimaciones. Lo que da entender que nuestro modelo, no se ajusta adecuadamente al lado Este de la SMOr Esto debido al cambio significativo en las profundidades de las interfaces dentro de los Modelos de Velocidades comparados.

Los valores de rms obtenidos varían en su mayoría entre el rango de 0 a 0.3, aunque también existen algunos cuantos eventos con residuales mayores a 0.3. Este problema es principalmente debido a que muchas trazas sísmicas presentan ruido que enmascara la señal original, y aunque se les ha aplicado los filtros correspondientes, en varios casos, esto no logra resolver el problema en su totalidad, lo que provoca que algunos arribos leídos no sean 100% confiables; por ejemplo, los eventos con fecha del 31/08/2016 (14:04:11), 21/10/2016 (10:43:06), 27/11/2010 (04:06:39), 25/12/2010 (15:14:54) y 26/12/2016 (17:28:30), presentaron principalmente este problema con las estaciones de Pablillo y LNIG.

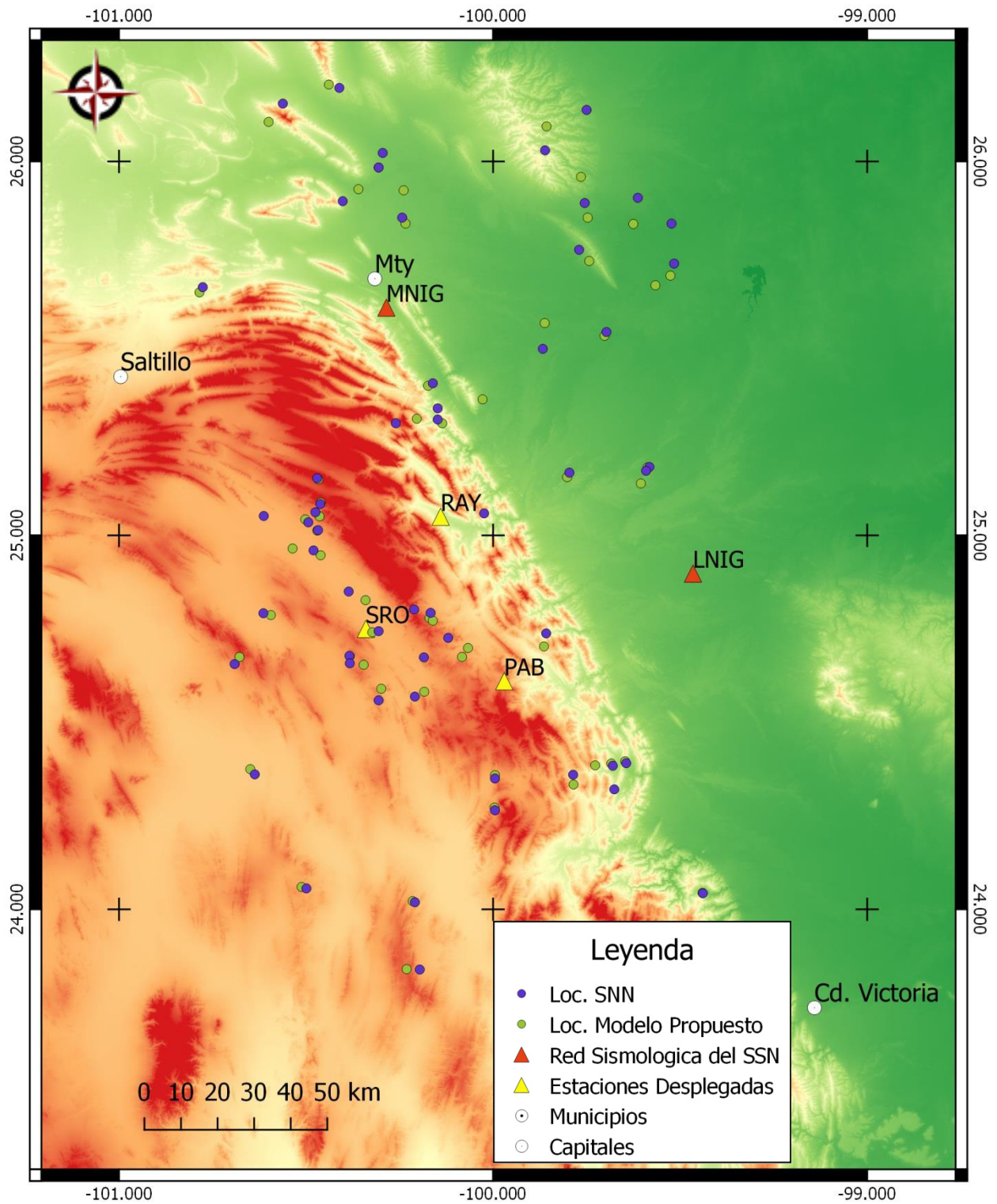


Figura 4. 36. Distribución espacial de los 60 eventos estudiados del total de los registrados desde Julio-2016 a Mayo 2017, con los dos modelos de velocidades utilizados en el presente trabajo. Los puntos azules representan los eventos localizados a partir del modelo del SSN, mientras que los puntos verdes indican los localizados con el modelo propuesto para la región del Noreste del Altiplano Mexicano.

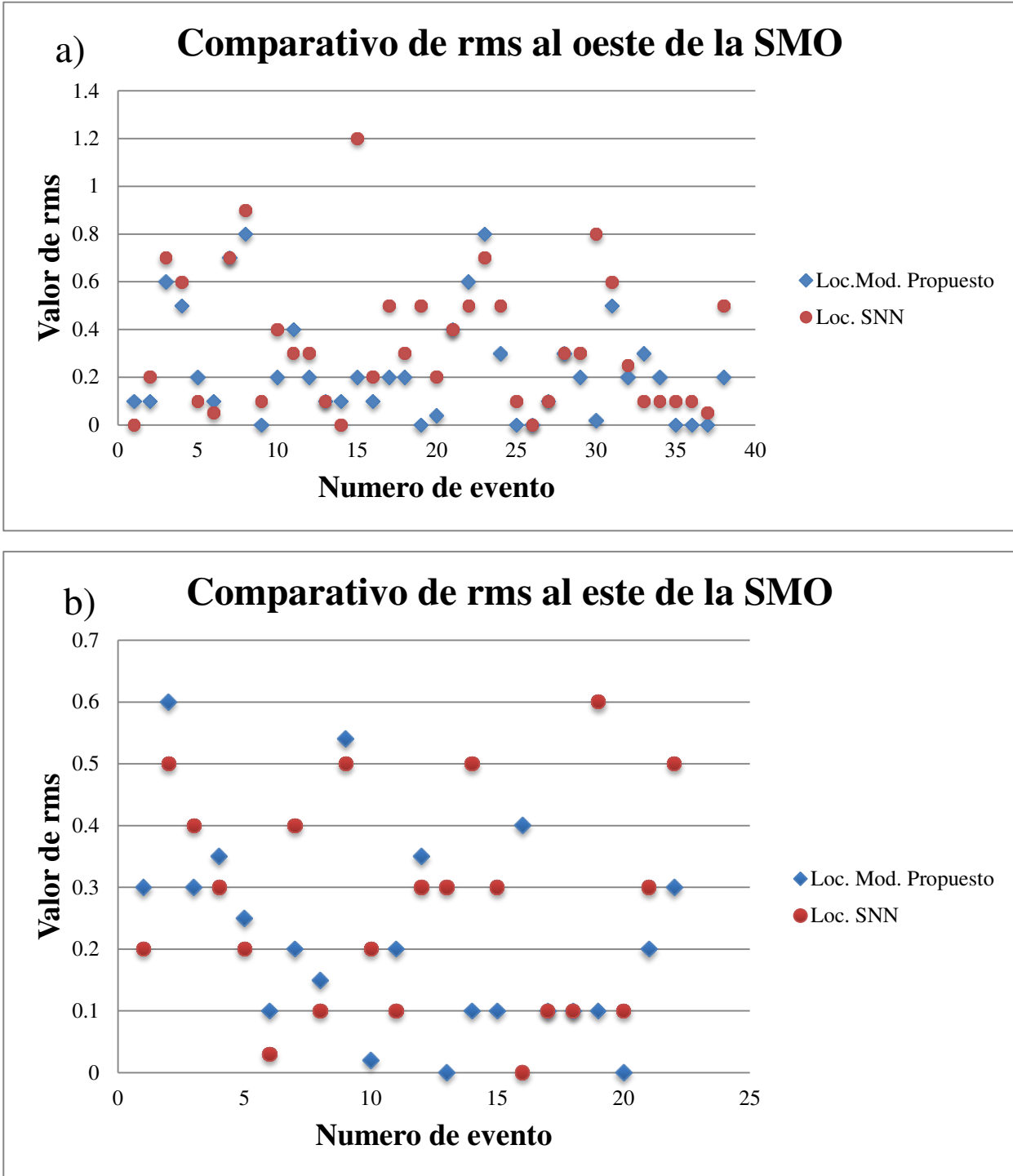


Figura 4. 37. a) El diagrama representa los residuales obtenidos en el proceso de localización por los modelos de velocidades utilizados especialmente al oeste de la SMO. b) Muestra los residuales observados para las localizaciones al este de la SMO.

Por otra parte, la Figura 4.17 muestra un diagrama con las profundidades obtenidas según el número de eventos analizados. Las profundidades se encuentran en promedio entre 5 a 20 km, con hipocentros mayormente dentro de la corteza superior. Adicionalmente, un número considerable de eventos con profundidades menores a 5 km fueron determinados, entre ellos dos de gran importancia, al ser eventos cuya energía logro ser detectada en la mayoría de las estaciones (Ambos eventos del 19 de Septiembre del 2016, con tiempo de origen de 02:14:05 y 03:04:06.). Por último, cuatro eventos de mayor profundidad al Mohorovicic fueron detectados dentro del monitoreo.

En cuanto a las magnitudes, la mayor parte de los eventos fueron de menor intensidad, con magnitudes que varían de 2 a 3.5 grados (Mc), no obstante durante este periodo se lograron registrar algunas magnitudes superiores (>4 Mw), como los registrados a las 18:00:25 del 09 de Abril del 2017 y a las 18:20:32 del 23 de Abril del 2017.

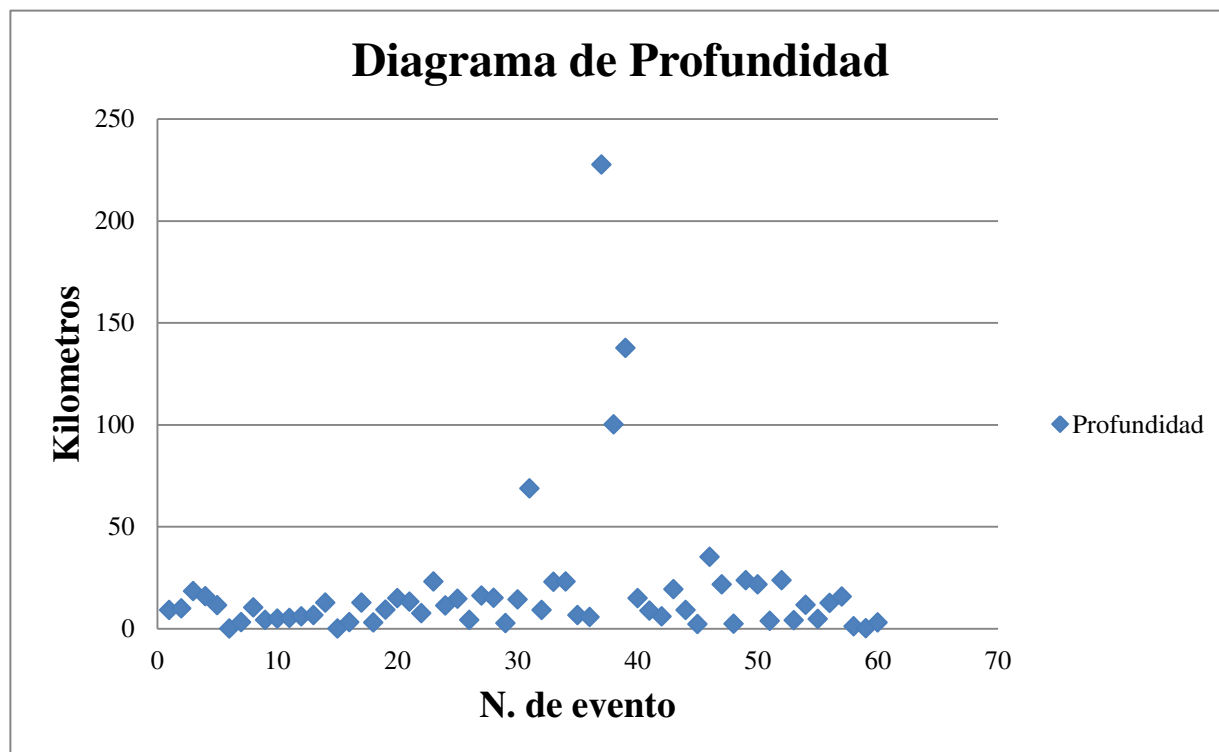


Figura 4. 38. Diagrama de las profundidades obtenidas en la localización de los eventos. El promedio de las profundidades se encuentran entre los 5 a 25 km de profundidad para la mayor cantidad de los eventos.

Los resultados para todos los eventos analizados se presentan dentro de la Tabla 4.6. Estos han sido agrupados por fecha, tiempo de origen t_0 , se muestran la cantidad de estaciones utilizadas, relación V_p/V_s , latitud y longitud en coordenadas con formato decimal, profundidad estimada, rms calculado y las magnitudes de momento (M_w) y Coda (M_c).

Tabla 4. 5 Datos de localización epicentral para Noreste del Altiplano Mexicano (en el Sur de Nuevo León) para el periodo de Julio 2016 al Mayo 2017.

Fecha	Time (T0)	Est	Vp/Vs	Lat	Long	Prof.	Rms	E. p.	M_w	M_c
12/07/2016	01:52:57	3	1.79	24.827	-100.341	9.2	0.1	2.5	2.89	2.9
14/07/2016	10:52:57	3	1.61	22.994	-99.994	9.9	0.1	10.3	3.445	3.1
15/08/2016	02:03:50	4	1.44	24.044	-99.44	18.4	0.6	2.3	3.55	3.3
21/08/2016	06:22:52	4	1.68	24.375	-100.649	15.9	0.5	5.4	3.3	3
*30/08/2016	01:11:59	5	1.78	25.534	-99.702	11.6	0.3	3.2	4.1	3.8
*31/08/2016	14:04:11	5	1.76	25.3	-100.136	0	0.6	8.7	3.3	3.3
13/09/2016	01:23:36	3	1.74	24.779	-100.17	3.2	0.2	1.9	2.55	2.8
14/09/2016	07:23:36	3	1.72	25.051	-100.464	10.5	0.1	1.3	2.65	2.9
19/09/2016	02:14:05	6	1.73	25.013	-100.47	4.3	0.7	6.2	4.15	3.9
19/09/2016	03:04:06	6	1.7	25.088	-100.461	4.9	0.8	7.6	3.7	3.6
*04/10/2016	09:59:58	4	1.64	25.65	-100.785	5.2	0.3	4.3	3.15	3.2
*12/10/2016	23:21:48	3	1.72	25.923	-100.239	6.1	0.35	11.9	3.5	3.3
*15/10/2016	03:44:39	3	1.63	25.312	-100.204	6.7	0.25	9.08	2.6	2.5
21/10/2016	01:42:58	3	1.73	24.582	-100.184	12.8	0	1	2.55	2.6
21/10/2016	10:43:06	4	1.78	24.334	-99.785	2.1	0.2	4.2	3.1	3.1
23/10/2016	05:31:53	3	1.48	24.699	-100.067	3.2	0.4	13.3	2.45	2.5
*03/11/2016	00:04:42	3	1.67	25.364	-100.028	12.8	0.1	10.8	2.75	2.7
*05/11/2016	03:20:14	4	1.74	25.669	-99.566	3	0.2	4.9	3.25	2.9
06/11/2016	01:30:38	4	1.65	24.677	-100.383	9.4	0.2	1.7	2.85	2.8
06/11/2016	15:37:31	3	1.72	24.675	-100.678	15	0.1	1.6	2.6	2.9
06/11/2016	21:12:15	3	1.85	24.385	-99.727	13.3	0.1	1.4	2.9	3
11/11/2016	10:07:37	3	1.62	24.965	-100.536	7.6	0.2	2.7	2.9	2.9
*18/11/2016	03:34:44	3	1.69	26.206	-100.439	23.1	0.15	16.1	3.15	3.2
19/11/2016	18:04:39	3	1.69	24.947	-100.461	11.3	0.1	1.4	3	2.6
*27/11/2016	04:06:39	3	1.71	25.695	-99.526	14.73	0.54	4.1	3.35	3.2
*01/12/2016	20:50:36	3	1.75	25.833	-99.625	4.3	0.02	1.6	3.5	3.1
04/12/2016	14:05:45	4	1.81	23.84	-100.231	16.2	0.2	3.2	3.35	3
09/12/2016	06:27:22	3	1.61	24.359	-99.995	15.2	0.2	6.7	2.8	2.8
*13/12/2016	20:53:45	3	1.78	25.734	-99.743	2.7	0	4	3	2.9
19/12/2016	00:47:18	3	1.73	23.019	-100.291	14.3	0.04	5.4	3.6	3.2
*22/12/2016	20:52:18	3	1.77	26.094	-99.857	68.8	0.2	9.7	3.45	3.2

25/12/2016	10:06:46	3	1.61	24.654	-100.346	9.1	0.4	14.2	2.4	2.3
25/12/2016	15:14:54	3	1.6	25.079	-101.286	23	0.6	10.5	3.05	3.1
26/12/2016	17:28:30	3	1.81	24.396	-99.647	23.2	0.8	12.1	2.95	2.8
29/12/2016	08:46:56	4	1.7	25.043	-100.502	6.6	0.3	3.3	3.35	2.9
*31/12/2016	00:05:59	3	1.81	25.834	-100.234	5.7	0.35	1.6	2.75	2.8
*12/01/2017	12:32:23	4	1.74	25.991	-96.95	227.7	0	9.8	3.5	3.7
*14/01/2017	19:29:19	3	1.7	25.568	-99.862	100.2	0	6.9	2.8	3.2
17/01/2017	12:08:02	4	1.72	24.741	-100.323	137.8	0	2.8	2.8	2.9
24/01/2017	07:54:17	3	1.71	24.39	-99.684	15	0.1	3.7	2.75	2.8
*29/01/2017	02:30:10	4	1.76	25.139	-99.605	8.9	0.1	8.4	2.95	3.1
*30/01/2017	18:31:54	3	1.75	25.182	-99.587	6.1	0.1	1.5	2.65	2.7
04/02/2017	09:04:22	3	1.57	24.59	-100.299	19.3	0.3	4.9	2.55	2.8
12/03/2017	09:32:03	3	1.66	25.15	-100.467	9.1	0.2	2.3	2.75	2.6
13/03/2017	12:13:08	4	1.75	24.703	-99.864	2.3	0.02	1.3	3.3	3.7
14/03/2017	03:10:52	3	2.06	24.272	-99.996	35.3	0.5	12.05	3.5	3.1
14/03/2017	13:33:51	3	1.57	24.06	-100.512	21.7	0.2	8.5	2.6	2.9
06/04/2017	22:33:27	3	1.79	26.106	-100.6	2.4	0.4	9.2	3.5	3.6
08/04/2017	04:15:29	3	1.72	25.4	-100.174	23.7	0.3	12.6	2.6	2.7
09/04/2017	18:00:25	3	1.76	24.729	-102.187	21.7	0.2	10.4	4.05	3.7
*13/04/2017	00:23:01	3	1.7	25.984	-100.306	3.8	0.1	2.8	3.05	3.2
*15/04/2017	00:08:28	3	1.73	23.554	-97.583	23.8	0.1	13.5	4.2	4
*22/04/2017	01:58:28	3	1.75	25.926	-100.36	4.1	0.1	5.6	2.9	3.2
23/04/2017	18:20:32	3	1.69	24.022	-100.215	11.7	0	3.5	4.15	3.7
*28/04/2017	0:16:13	3	1.69	25.85	-99.747	4.8	0	10.1	3.1	3.2
01/05/2017	13:32:57	3	1.72	24.787	-100.594	12.6	0	1.1	2.75	2.9
05/05/2017	16:56:28	3	1.73	24.675	-100.083	15.7	0	6.6	3.05	3
*09/05/2017	21:00:56	3	1.71	25.959	-99.765	1.2	0.2	9.8	3.2	3.1
22/05/2017	04:08:28	4	1.75	24.772	-100.161	5.3	0.2	2.2	2.4	2.8
*30/05/2017	04:53:50	4	1.74	25.156	-99.802	3	0.3	4.8	2.6	3.1

GLOSARIO: **t0** = tiempo de origen, **est** = estaciones, **lat** = latitud, **long** = longitud, **prof** = profundidad, **E. p** = Error en profundidad, **Mw** = magnitud de momento, **Mc** = magnitud de Coda, ***** = Eventos al Este de la SMOr.

El SSN a su vez ha reportado un total de 11 eventos que hemos mostrado en la tabla 4.5, la mayor parte de ellos, son los ubicados al este de la SMOr, pero también han reportado algunos cuantos de nuestra zona. Los resultados de la tabla 4.5 han sido comparados con los del SSN mas adelante.

4.3.1 Eventos dentro de la Secuencia Sedimentaria deformada de la Sierra Madre Oriental

El espesor de la cubierta sedimentaria dentro de la SMOr es en promedio de ~ 3 km (Michalzik, 1988), aunque en algunos puntos este valor puede ser duplicado al ser secuencias que han sido cabalgadas. Por lo tanto, en esta parte se discutirán algunos eventos con profundidad hasta de 5 km. La tabla 4.5 muestra en total 17 eventos localizados entre 0 y 5 km, los cuales son ubicados dentro de la Figura 4.18, alguno de estos eventos son de gran importancia debida que pueden ser relacionadas con estructuras pre-existentes del Cinturón Plegado y Cabalgado de la SMOr. No obstante, de este enjambre sísmico, ocho de los eventos fueron descartados al ser localizados al Este de la SMOr, ya que su baja profundidad puede ser producto de los espesores corticales del modelo velocidades con el que se realizó la localización (El modelo de velocidad presentado en el este trabajo). Cinco de los nueve eventos restantes fueron detectados con al menos 4 estaciones, lo que asegura una mayor confianza en las localizaciones generadas.

Tres de estos eventos han sido encerrados por las tres estaciones temporales desplegadas en el Sur de Nuevo León durante el desarrollo del trabajo; dos de ellos, con una localización cercana entre ambos, el primero fue registrado el 13 de septiembre del 2016, a 11 km al suroeste del Municipio de Galeana, Nuevo León a las 01:23:36 GTM, con una profundidad de 3.2 km y una magnitud de coda de 2.8. Mientras que el segundo se encuentra a tan solo un kilómetro de distancia del primero, el cual fue registrado el 22 de Mayo del 2016, a las 04:08:28 GTM, este último con una profundidad de 5.3 km y error en su estimación de 2.2 km y magnitud de coda de 3.1. El tercer evento de este primer grupo, se localiza 14 km del Sur del Municipio de Galeana, a las 05:31:53 GTM del 23 de Octubre del 2016, se calculó para este evento una profundidad de 3.2 km con una magnitud de 3.2 Mc. Este primer grupo podría ser relacionado a un mismo mecanismo generador por la relativa cercanía entre sí, y aparte que siguen una misma orientación (NW-SE), el cual será discutido más adelante.

El 19 Septiembre del 2016, se registraron los dos únicos eventos que fueron detectados con las 7 estaciones sismológicas con las que se contaron para este trabajo, esto habla de que fue un sismo de gran intensidad, aunque las lecturas de la estación MNIG no pudieron ser usadas por una desincronización severa en su tiempo de registro.

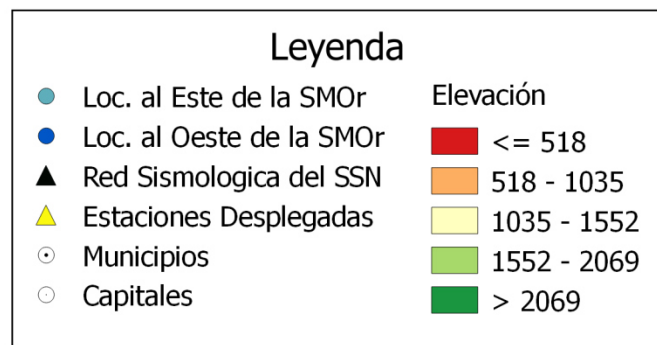
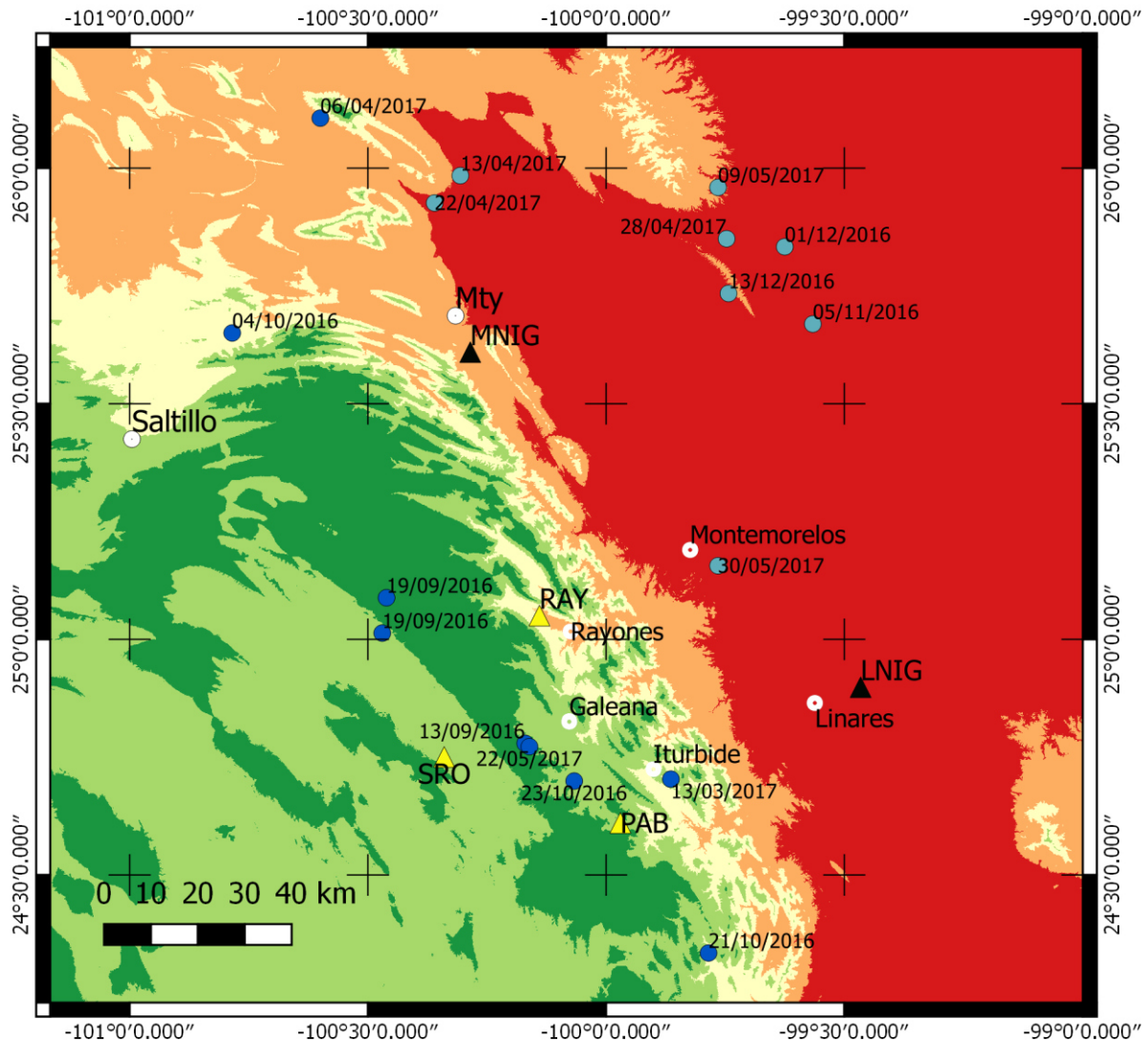


Figura 4. 39. Distribución espacial de los 17 eventos con profundidad menor a 5 km registrados en el periodo de Julio-2016 a Mayo 2017. Los círculos azul fuerte representan las localizaciones obtenidas al Oeste de la SMOR con el modelo de velocidades propuesto en este trabajo. Los círculos azul cielo representan localizaciones al Este de la SMOR con el mismo modelo de velocidades. Las etiquetas marcadas en cada círculo representa la fecha del registro de cada evento.

El primero evento se observó a las 02:14:05, mientras que el segundo a las 03:04:06 GTM. Estos eventos se localizaron con profundidades de 4.3 y 4.9 km, a 44 km al Noroeste de Galeana, Nuevo León (Figura 4.18), y magnitudes de 4.1 y 3.7 (Mw), respectivamente. Cabe destacar que el SSN reporto este par de eventos con profundidades de 5 km y magnitudes de 4.2 y 3.7 respectivamente.

Otros tres eventos se ubican a lo largo del frente del cinturón plegado y cabalgado de la SMOr a distancias considerables. El primero a 43 km al Noreste Saltillo, Coahuila, justo al borde de la SMOr, este evento fue registrado el 4 de Octubre del 2016 a las 09:59:58 GTM, con profundidad de 5.2 km, un error en su estimación de 3.2 km, y una magnitud de momento de 3.1, este evento también fue reportado por el SSN con una profundidad de 5 km y M_c de 3.8. Más al centro, a 4 km al sureste de Iturbide, se tiene otro registro a las 12:13:08 GTM del 13 de Marzo del 2017, con una profundidad de 2.3 km y una magnitud de 3.3. Este mismo evento fue reportado por el SSN con una profundidad de 5 km y una magnitud de 3.8. Por último, a las 10:43:06 GTM del 21 de Octubre del 2016 se registró otro evento a 62 km al SE de Galeana, Nuevo León, con 2.1 km de profundidad y una M_w de 2.5. Estos tres eventos fueron detectados con cuatro estaciones sísmicas pero solo dos de ellos lograron ser caracterizados.

El último evento que podría ser considerado dentro del paquete sedimentario, es el registrado el 6 de Abril del 2017 a las 22:33:27 a 18 km al Norte de la Cd. De Santa Catarina. Se le ha calculado a este evento una profundidad de 2.3 km con un error en su estimación de apenas 1 km, y M_w de 3.5. Este evento fue registro con 3 estaciones, por lo que no logro ser caracterizado. Por otra parte, el SSN reporto con una profundidad de 18 km y una magnitud de 3.7 para este evento. Estos cambios tan significativos en los resultados de profundidad es un claro ejemplo del uso de un modelo de velocidades que no se ajusta adecuadamente a una zona. Cambios tan significativos en los límites de las discontinuidades puedes provocar un cambio drástico en las profundidades.

4.3.2 Eventos dentro de la Corteza Inferior y Superior

En total se registraron 39 eventos cuya profundidad varía entre los 6 a 43 km, estos fueron localizados dentro de la corteza media a inferior. Los primeros se encuentran a profundidades de 6 a 10 km., los cuales son mostrados dentro de la Figura 4.19 (Círculos rosas). De este grupo de eventos, ocho caen dentro de nuestra zona de interés, y tres al Este de la SMOr. Los rms arrojados en este grupo son muy bajos, lo que asegura una buena localización para la mayor parte de los eventos. Se detectaron dos sismos a 10 km al sur de la Estación Pablillo (Sismos del 06/11/16 a las 01:20:14 y 25/12/16 a las 10:06:46), que presentan profundidades de 9 km con Mw de 2.9 y 2.4 respectivamente. A 9 km al norte de la misma estación se localizó a las 01:52:57 del 12 de julio del 2016 un tercer evento con una magnitud de 2.9 Mw y profundidad de 9.2 km.

Otros tres eventos están localizados aproximadamente a ~35 km al Noroeste de Rayones N.L. (Sismos del 11/11/16 a las 10:07:37, 29/12/2016 a las 08:46:56 y 12/03/2017 a las 09:32:03), estos tres eventos presentan profundidades de 6, 7 y 9 km con una magnitud de coda muy similar, 2.9 para los dos primeros y 2.7 para el tercero. El SSN reportó el sismo del 29 de diciembre del 2017 con una profundidad de 10 km y una Mc de 3.4.

Los dos eventos restantes caen al borde de la SMOr (Sismo del 15/10/2016 a las 03:44:39) y a 120 km al Suroeste de Cd. Victoria, Tamps., (Sismo del 14/07/2016 a las 10:52:57 GTM). Estos dos eventos se presentan de forma aislada y con profundidades de 9.9 y 6.7 km, y una Mw de 2.6 y 3.4, respectivamente.

Dentro de las profundidades de 10 a 20 km, se detectaron 17 eventos sísmicos, de los cuales 13 pertenecen al Oeste de la SMOr. La mayor concentración de estos sismos se ubica entre las latitudes 24.3 a 25.3 y longitud -100.7 a -100.6 (Figura 4.19), con magnitudes de coda alrededor de los 3.1.

Siete eventos de mayor magnitud a los anteriores se registraron durante el periodo de adquisición. Su distribución no presenta ninguna concentración, tres de estos eventos caen dentro del frente de la SMOr (Eventos del 26/12/2016 a las 17:28:30 GTM, 14/03/17 a las 03:10:52 GTM y 08/04/2017 a las 04:15:29 GTM), mientras que el resto queda distribuido dentro de algunos estados como el de Coahuila (Eventos del 25/12/2016 a las 10:06:46 GTM y el 09/04/2017 a las 18:00:25 GTM), o al norte de la Monterrey, N.L. (Evento del 18 de Noviembre del 2016 a las 03:34:44 GTM).

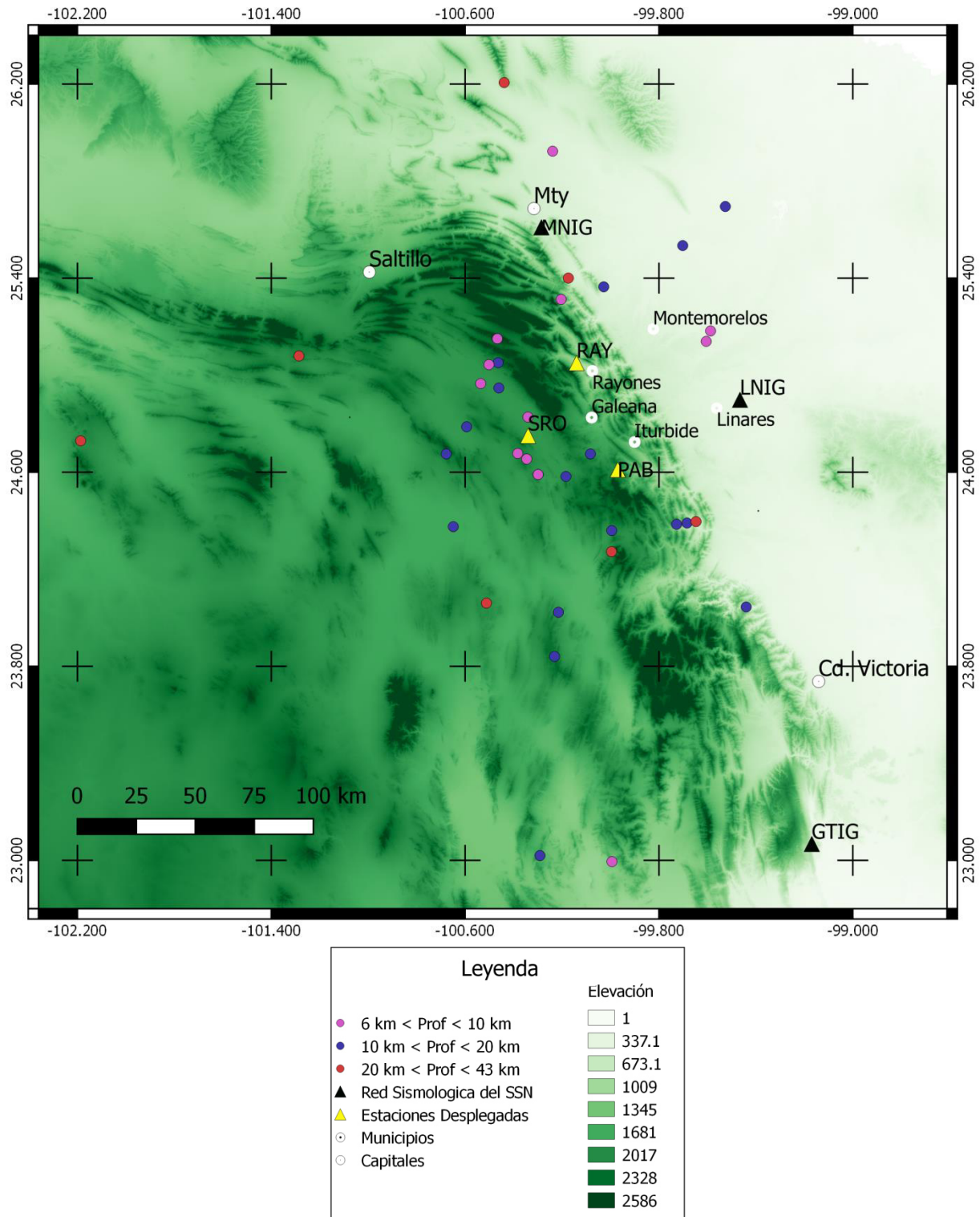


Figura 4. 40. Distribución espacial de los eventos con profundidades de 6 a 10 km registrados en el periodo de Julio-2016 a Mayo 2017. Los círculos rosas representan localizaciones con estimaciones de profundidades entre los 6 a 10 km, los círculos azules profundidades de 10 a 20 km, mientras que los rojos, profundidades de 20 a 43 km.

4.3.3 Eventos Profundos

En total se registraron cuatro eventos cuyas profundidades superaran los 43 km (Discontinuidad de Mohorovicic). La distribución espacial de estos eventos, ubica a tres de ellos en la Planicie Costera del Golfo de México, mientras que uno cae justamente dentro de la zona de estudio (Figura 4.20). Este tipo de eventos podrían ser producto de fronteras mayores que cruzan la region. Sin embargo, uno de estos eventos, cae a 44 km al este de la costa sur del estado de Texas, USA, por lo que se trata de un evento muy regional, por lo que ha sido omitido.

Los residuales de los eventos restantes son muy bajos, lo que habla de una profundidad real muy cercana a la calculada. El evento que cae dentro de nuestra región fue registrado a las 12:08:02 GTM del 17 de Enero del 2017 a 26 km al Suroeste de Galeana (Figura 4.20). La profundidad calculada para este evento fue de 137.8 kms con un error en su estimación de apenas 2.8 km, y cuya magnitud es de 2.8 (Mw).

Los otros dos eventos registrados se ubican al este de la SMOr, fuera de nuestra área de interés, no obstante se dan los siguientes resultados: El primer evento fue registrado a las 20:52:18 GTM del 22 de Diciembre del 2016 a 41 km al norte de Montemorelos, a 68 km de profundidad, cuyo rango de error varía de los 9.7 kms, esto posiblemente a que fue calculado con el modelo de velocidades aquí presentado. La magnitud registrada fue de 3.4 Mw. El segundo evento de mayor profundidad fue registrado a las 19:29:19 GTM del 14 de Enero del 2017, con una profundidad de 100.2 k con error de 6.9 kms y una magnitud de 2.8 Mw.

Por ultimo, las magnitudes obtenidas son representadas en la Figura 4.21. Se logra observar que la mayor concentración de los eventos dentro de nuestra región, con magnitudes entre los 2.5 a 3 Mc. Mientras que las magnitudes más altas fueron registradas para los eventos del 19 de Septiembre del 2016 (Tabla 4.5).

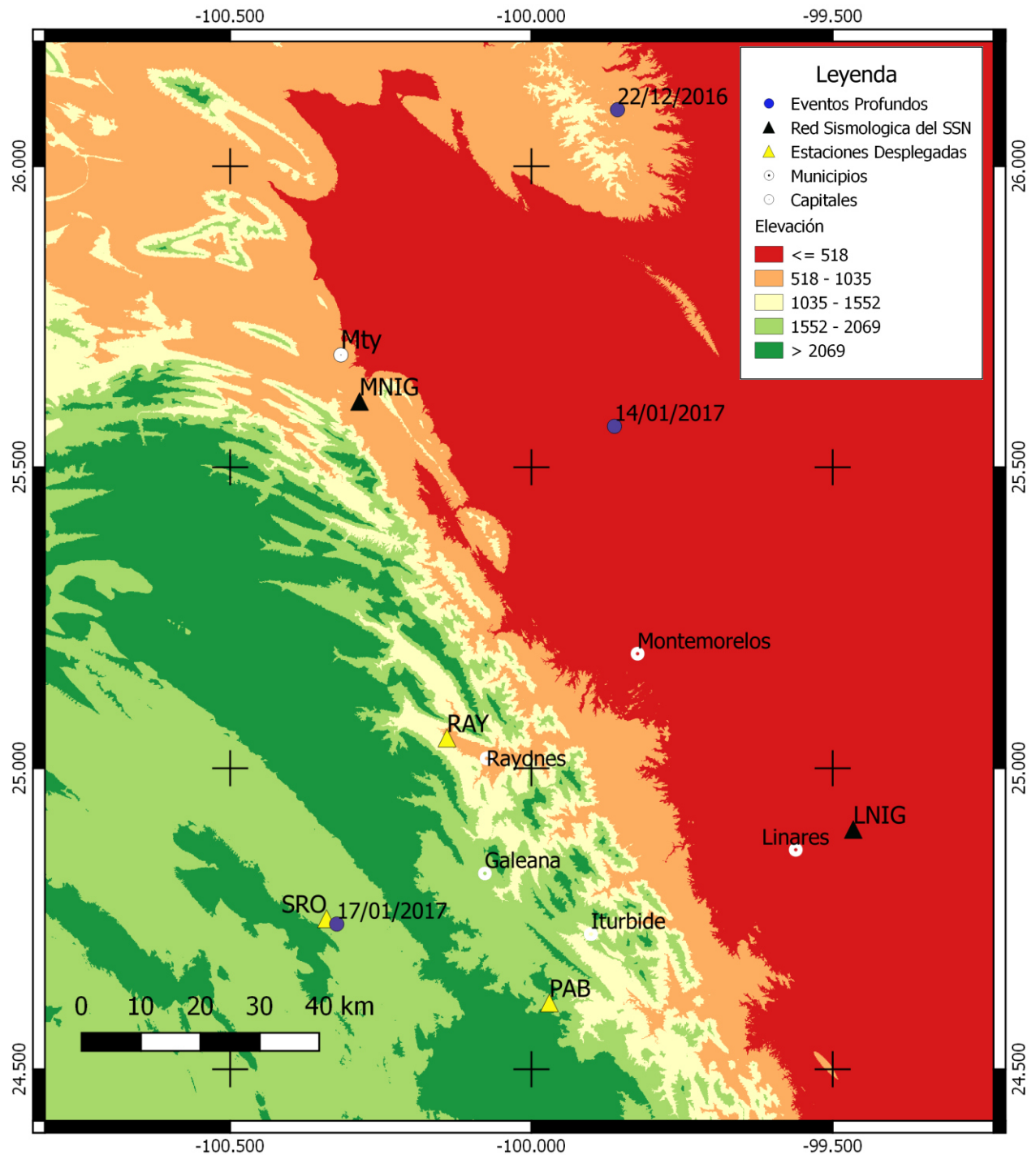


Figura 4. 41. Distribución espacial de tres eventos de gran profundidad registrados en el periodo de Julio-2016 a Mayo 2017. Los círculos azul morados representan las localizaciones obtenidas con el modelo de velocidades propuesto en este trabajo.

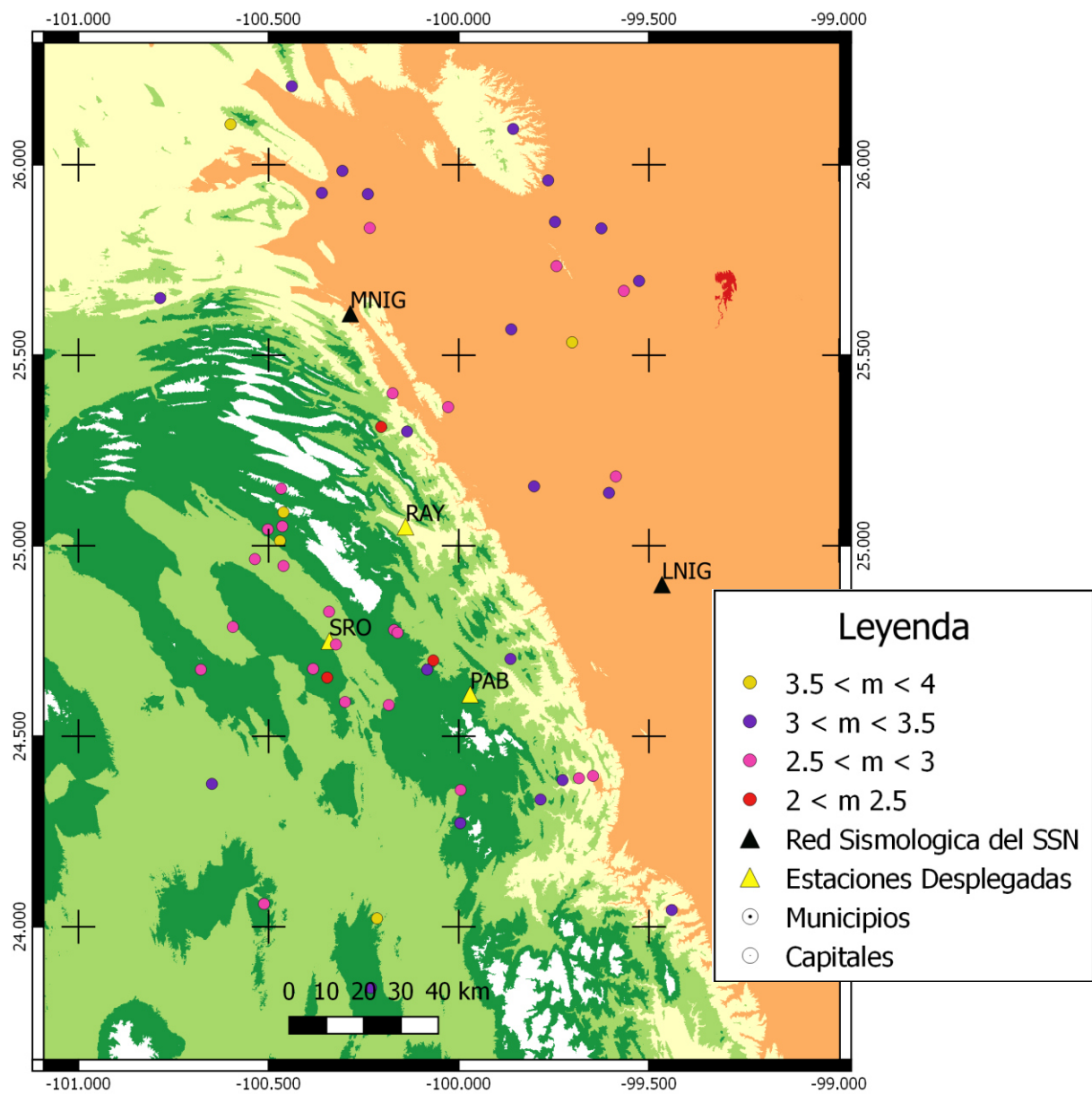


Figura 4. 42. Magnnitudes obtenidas al Noreste de la SMOr. Los círculos indican la ubicación epicentral, mientras el color la magnitud de Coda del evento.

V MECANISMO DE FUENTE

5.1 Introduccion

Esta parte del trabajo se encarga de la determinación del tipo de fuente o los mecanismos focales que dieron lugar a los eventos sísmicos registrados en las estaciones del SSN y la temporales instaladas para la colección de datos de la presente tesis. Esta caracterización fue lograda mediante el uso de los subprogramas de *FOCMEC* llamado *focplt* y del *HASH* llamado *fh*, los cuales están descritos en la sección 3.4.1. Ambos se encuentran dentro del paquete de *SEISAN*. Las soluciones son graficadas en una proyección estereográfica estándar en hemisferio inferior (Lambert-Schmidt) con las soluciones entregadas en términos del rumbo ϕ_f , buzamiento δ y deslizamiento λ .

5.2 Solución al plano de falla

Para generar la solución con ambos programas, se usaron todas las polaridades posibles en los canales Z de los sismogramas, siempre y cuando no existiera demasiado ruido que pudiera enmascarar la polaridad del arribo. A al mismo tiempo, se verificó que la profundidad estimada por el métodos de localizacion presentara el menor error posible, para no generar incertidumbre adicional a la solución del plano de falla del evento analizado. También se rotaron las componentes horizontales (NS y EW), esto para obtener la componente transversal y radial, sobre las que se leyeron las máximas amplitudes de las fases P y S, nombradas como AMPG y AMSG, respectivamente. Las condiciones de entrada fueron ajustadas a un total de 100 soluciones posibles a calcular por el programa *FOCMEC*, sin error en la estimación de las polaridades, y por el bajo número de estaciones con las que se contaron en la mayor cantidad de los mecanismos. Por su parte, *HASH* entrega las soluciones con la mínima cantidad de errores en la polaridad (0 en este caso) y promedia los cocientes de amplitud al límite dado al ejecutar el programa.

Los resultados generados por ambos métodos fueron a su vez comparados y analizados para caracterizar y escoger la mejor solución posible, como se observa en la Figura 5.1. De esta forma, para el proceso de caracterización, se obtuvieron inicialmente soluciones de

mecanismos focales de 25 eventos sísmicos de diferentes profundidades, que a su vez ayudaron a establecer el marco sismotectónico dentro de la región de estudio; no obstante, por la cantidad limitada de estaciones, algunas soluciones han tenido que ser depuradas al no converger a una misma solución posible, quedando al final con 15 eventos que fueron caracterizados.

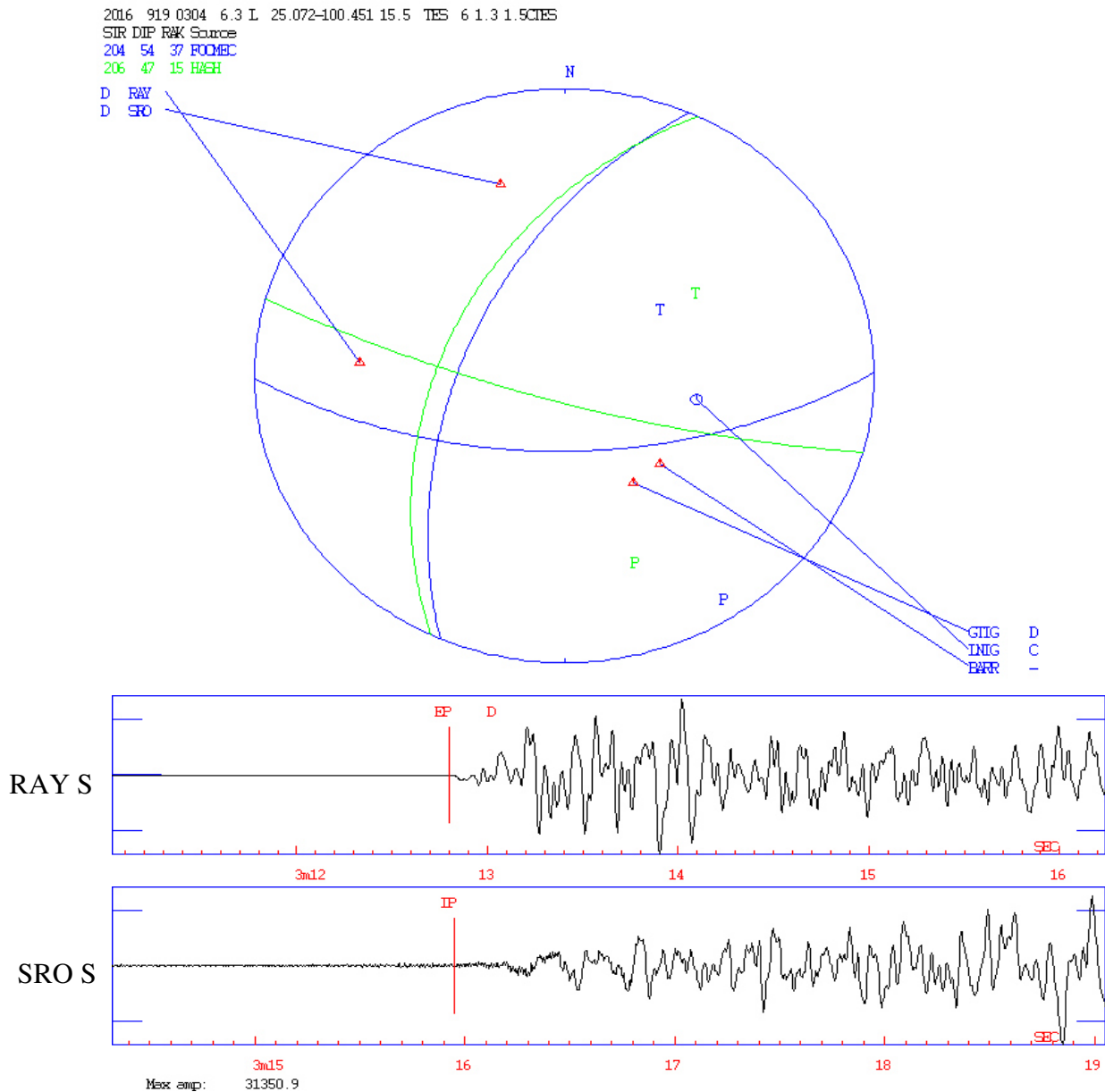


Figura 5. 7. Comparación entre las soluciones de fallas generadas por dos diferentes métodos, **FOCMEC** (Línea azul) y **HASH** (Línea verde). Los sismogramas de la parte de abajo muestran las polaridades de la onda P, usadas para el cálculo de los mecanismos para las estaciones de Rayones (RAY) y San Roberto (SRO).

5.2 Análisis y Discusión

Los mecanismos focales de los 15 eventos analizados en el presente trabajo se muestran en la Figura 5.6 y 5.7. Los parámetros de salida son mostrados en la Tabla 5.1, estos han sido obtenidos a partir del procesamiento de las polaridades de eventos con el uso de cuatro a cinco estaciones. Para poder escoger un plano de falla, se debió que consultar las fallas geológicas reconocidas dentro de la región (Padilla y Sánchez, 1986, Ramos-Zuñiga *et al.* 2012a, Torres-Ramos, 2011, Chávez-Cabello *et al.*, 2011, Fízt-Díaz *et al.*, 2017) debido a la poca información existente de la sismotectónica en la region, principalmente en el interior de la cadena montañosa. Como se mencionó en la sección 2.1, la orientación de los principales lineamientos y fallas dentro de la zona tienen una dirección NW-SE, por lo que esta orientación es una de las principales para la determinación de rumbo del plano de falla, para los mecanismos focales estimados en este trabajo. Las profundidades de estos eventos varía entre todo el espesor cortical, de los cuales se obtuvieron en nuestra área, ocho eventos menores a 5 km, 21 eventos entre las profundidades de 5 y 43 km, y tan solo un evento mayor al espesor cortical, de 137 km ubicado dentro del manto superior, todos ellos con magnitud mayor a 2.7 Mw. De los eventos antes mencionados se obtuvieron 13 mecanismos focales en la región, y dos en la zona este de la SMO_r (mecanismo focal numero 4 y 9 de la Figura 5.6 y 5.7).

Existe una mayor concentración de las soluciones al plano de falla dentro de un área cercana entre los municipios de Galeana y Rayones, Nuevo Leon (ocho eventos en total). Hay un total de 2 soluciones con fallamiento inverso (Mecanismo numero 4 y 10 en la Figura 5.6, Tabla 5.1), siendo uno de estos, una falla puramente inversa. Por otro lado, se tiene registro de una solución con falla normal (Mecanismo numero 6, Figura 5.7, Tabla 5.1) y una con falla vertical (Mecanismo Focal numero 7 en la Figura 5.7, Tabla 5.1). Los 11 mecanismos focales restantes mostrados en las Figuras 5.6 y 5.7, junto con sus parametros dentro de la Tabla 5.2, presentan soluciones de fallas laterales. La mayor parte de los mecanismos estudiados en el área muestran soluciones normales con el eje P orientado al NW-SE de tipo extensivo. Aunque algunos como los mecanismos 2, 4, 7 y 8 de la Tabla 5.1 presentan una orientación diferente. El desplazamiento lateral derecho en los planos de falla es generado por esfuerzos principalmente orientados al N-S, variando su dirección a NNW-SSE.

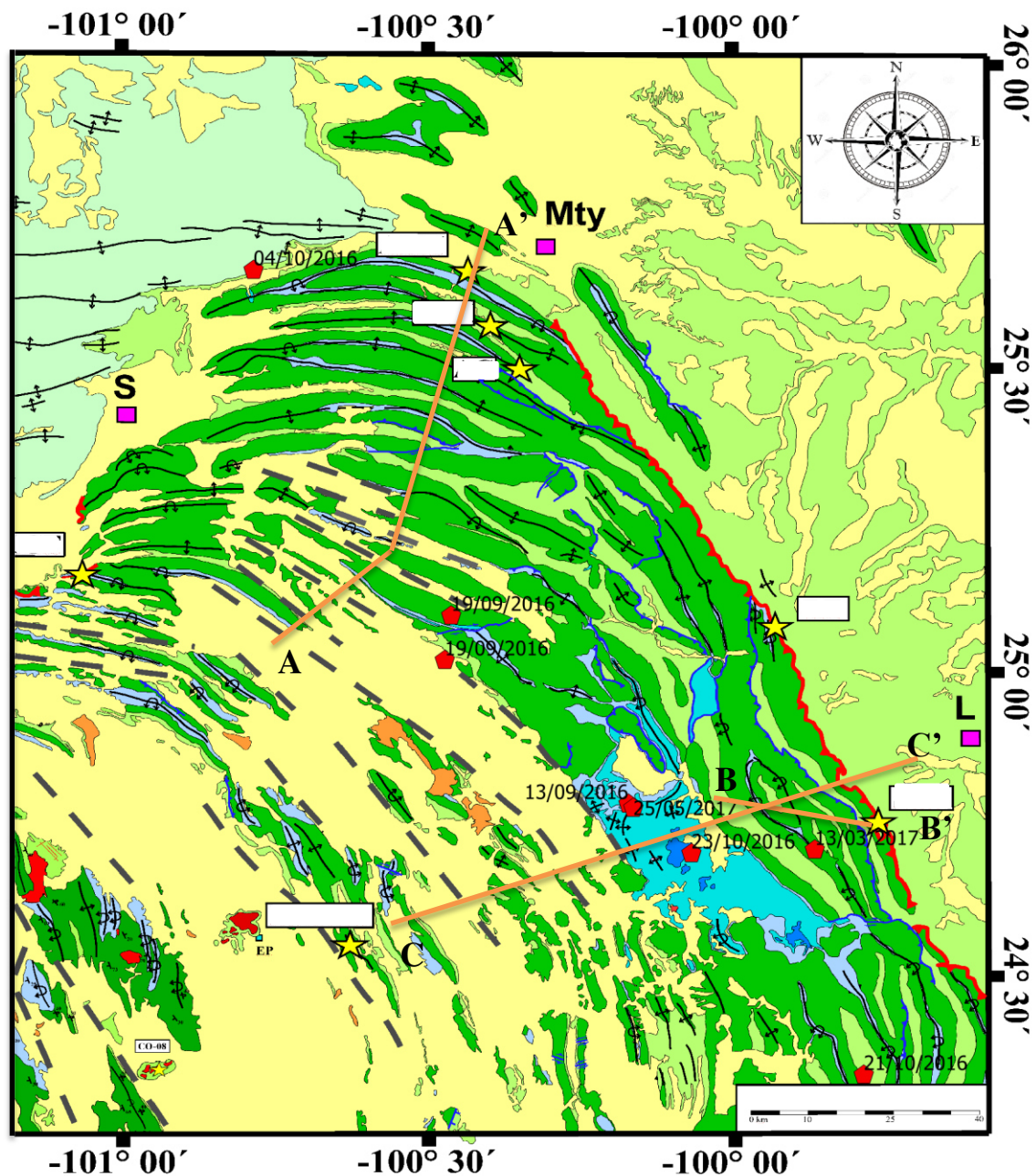


Figura 5. 8. Mapa Regional de la Saliente de Monterrey; Modificado de Ramírez-Peña (2017). Los pentagonos rojos representan la ubicación de los eventos sísmicos con profundidad menor a 6 km.

Los eventos del 19 de Septiembre del 2016 se han alineado a dos fallas geológicas observadas en diversos mapas geológicos (Padilla-Sánchez, 1985, Eguiluz *et al.*, 2001; Torres-Ramos, 2011) ubicadas a 44 km al noroeste del municipio de Galeana, Nuevo León, los cuales corresponderían a los eventos marcados dentro del perfil de la Figura 5.3. Los mapas estructurales que registran estas fallas dan una orientación NW-SE, lo que se interpreta junto con los mecanismos focales para estos eventos con fallas de tipo inverso y vertical (Mecanismo focal numero 6 y 7 de la Figura 5.7), lo cuales podrían ser correlacionables con los perfiles de Torres-Ramos (2011). Estos eventos podrían estar asociados a las fallas ubicadas entre los anticlinales de Pinal Alto y el Poleo.

A su vez, el evento registrado el 4 de Octubre del 2016 al noroeste del área de estudio, queda ubicado al borde Norte del frente de la cabalgadura de la SMOr. Este evento podría estar asociado a una falla cercana al anticlinatorio San Blas (Figura 5.3), cuyo mecanismo calculado en el trabajo (mecanismo focal numero ocho de la Figura 5.7) arroja una orientación O-E dentro del plano estructural de la Figura 5.2, y descrita como falla lateral derecha con componente normal.

Los eventos correspondientes al 13 de Septiembre y 23 de octubre del 2016, junto con el del 22 de Mayo del 2017 podrían corresponder a una misma fuente, los tres eventos se alinean con una misma dirección al NW-SE (Figura 5.2). De estos tres eventos, presentamos solo dos mecanismos focales, los correspondientes a los meses de Septiembre del 2016 y Mayo del 2017 (Mecanismos focales número 5 y 15 de la Figura 5.6). Ambos presentan mecanismos de falla lateral derecho con componente normal, lo que podría dar una mayor validez a su caracterización. La localización hipocentral de estos eventos está representada dentro de la Figura 5.5.

El evento registrado el 13 de Marzo del 2017, a una profundidad de 2.3 km puede ser relacionada a una falla lateral izquierda ubicada al Sureste de Iturbide, Nuevo León, en el anticlinatorio de Jáures. La ubicación del hipocentro de este evento es representado en el perfil de la Figura 5.4, el cual es localizada a pocos kms. de distancia de la falla documentada por Torres-Ramos (2011). Para este evento no se logro obtener un mecanismo focal confiable, pero los datos de localización generados por el hipocenter son altamente correlacionable con las evidencias geológicas documentadas.

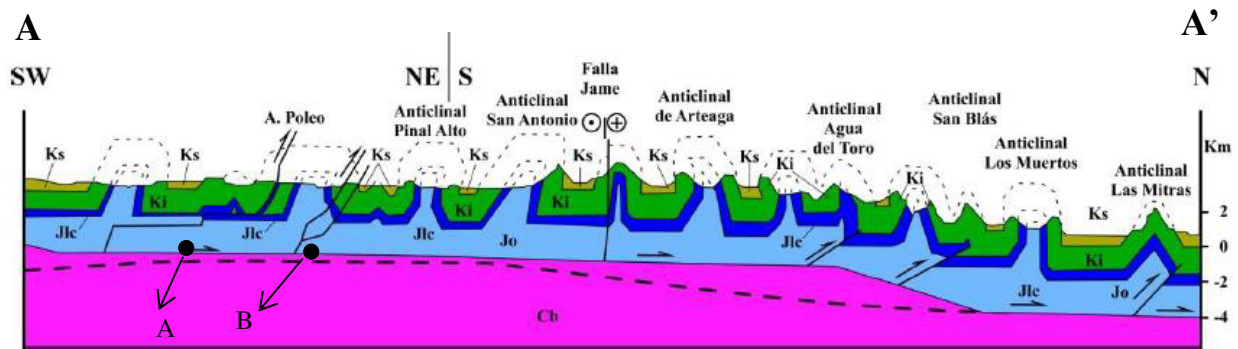


Figura 5. 9. Sección estructural a través de la saliente de Monterrey. El punto A representa al evento del 02:14:06 mientras que B al de 03:04:06 del 19 de Septiembre del 2016. Tomado y modificado de Eguiluz et al., 2000).

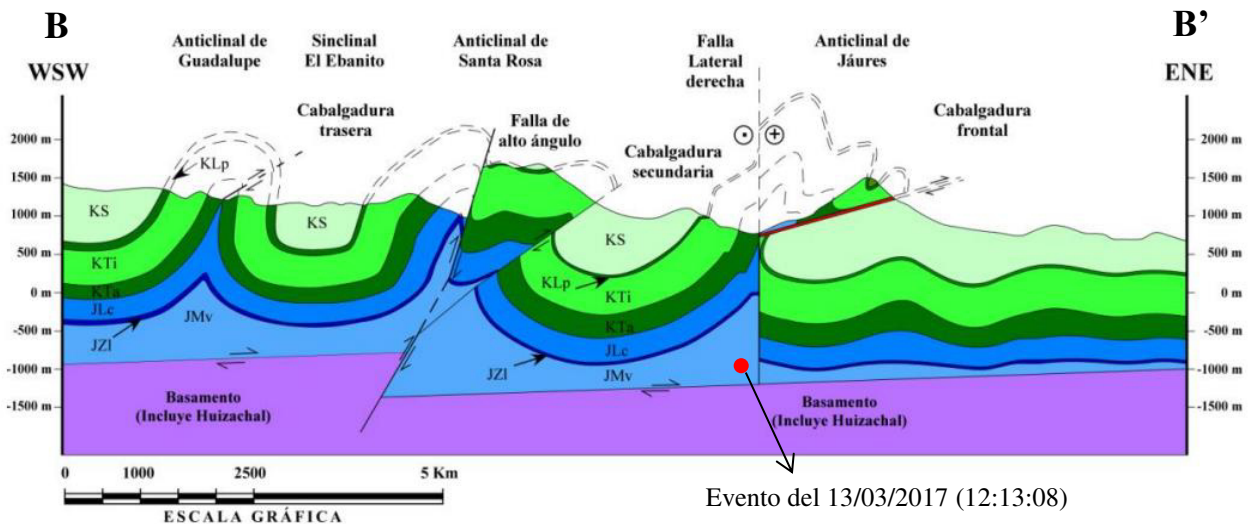
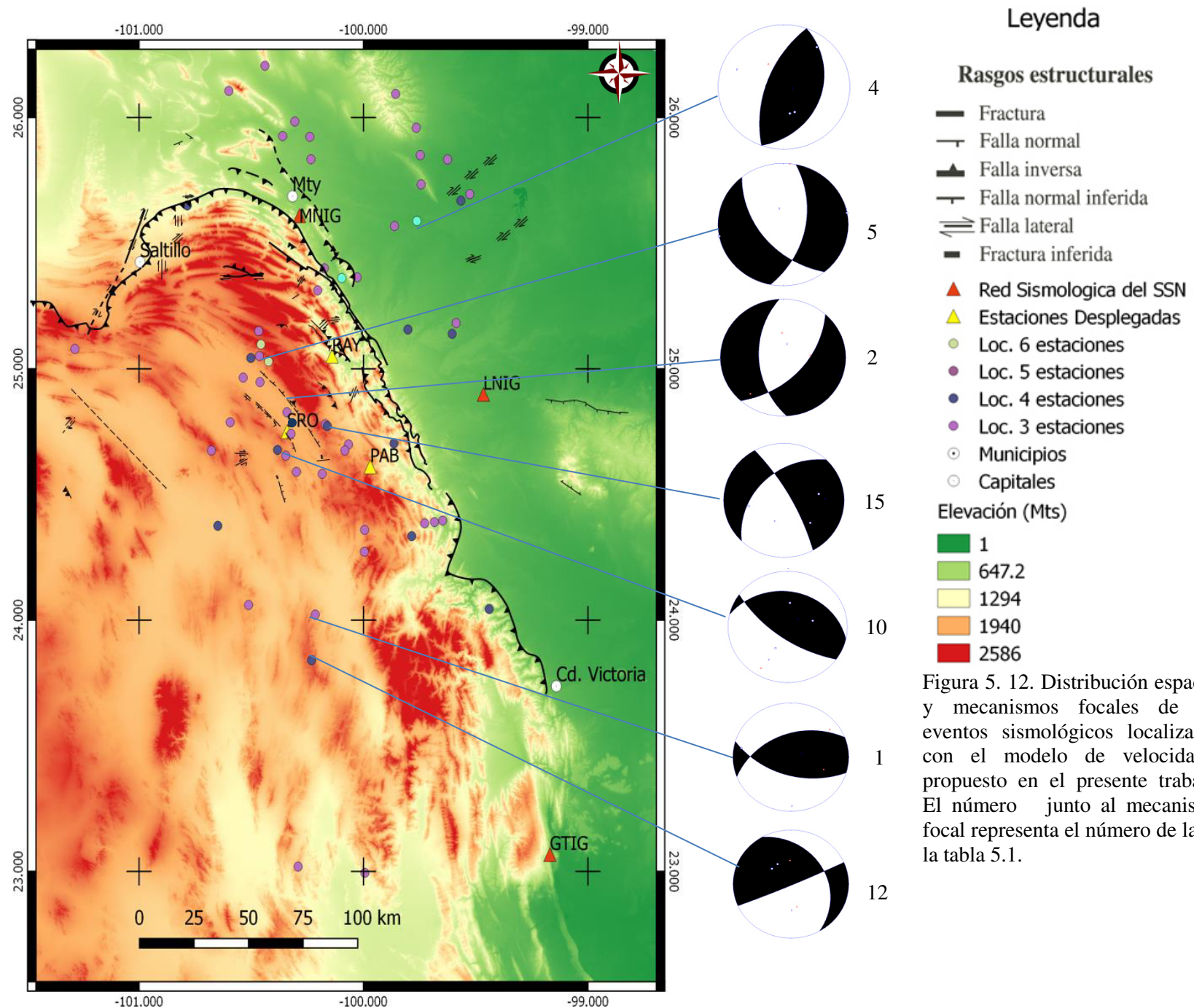


Figura 5. 10. Sección geológica del cañón Santa Rosa entre Iturbide y Linares Nuevo Leon. La ubicación hipocentral del evento sísmico es representada con el círculo negro. Tomado y modificado de Torres-Ramos (2017).



Figura 5. 11. Sección estructural entre la cuenca de la mesa central y Nuevo Leon. La ubicación hipocentral de los eventos del 22 de Septiembre del 2016 y el 22 de Mayo se representan con los círculos rojos. Tomado y Modificado de Fítz-Díaz (2017).



Leyenda

Rasgos estructurales

- Fractura
 - Falla normal
 - Falla inversa
 - Falla normal inferida
 - Falla lateral
 - Fractura inferida
 - ▲ Red Sismologica del SSN
 - ▲ Estaciones Desplegadas
 - Loc. 6 estaciones
 - Loc. 5 estaciones
 - Loc. 4 estaciones
 - Loc. 3 estaciones
 - Municipios
 - Capitales
- Elevación (Mts)
- 1
 - 647.2
 - 1294
 - 1940
 - 2586

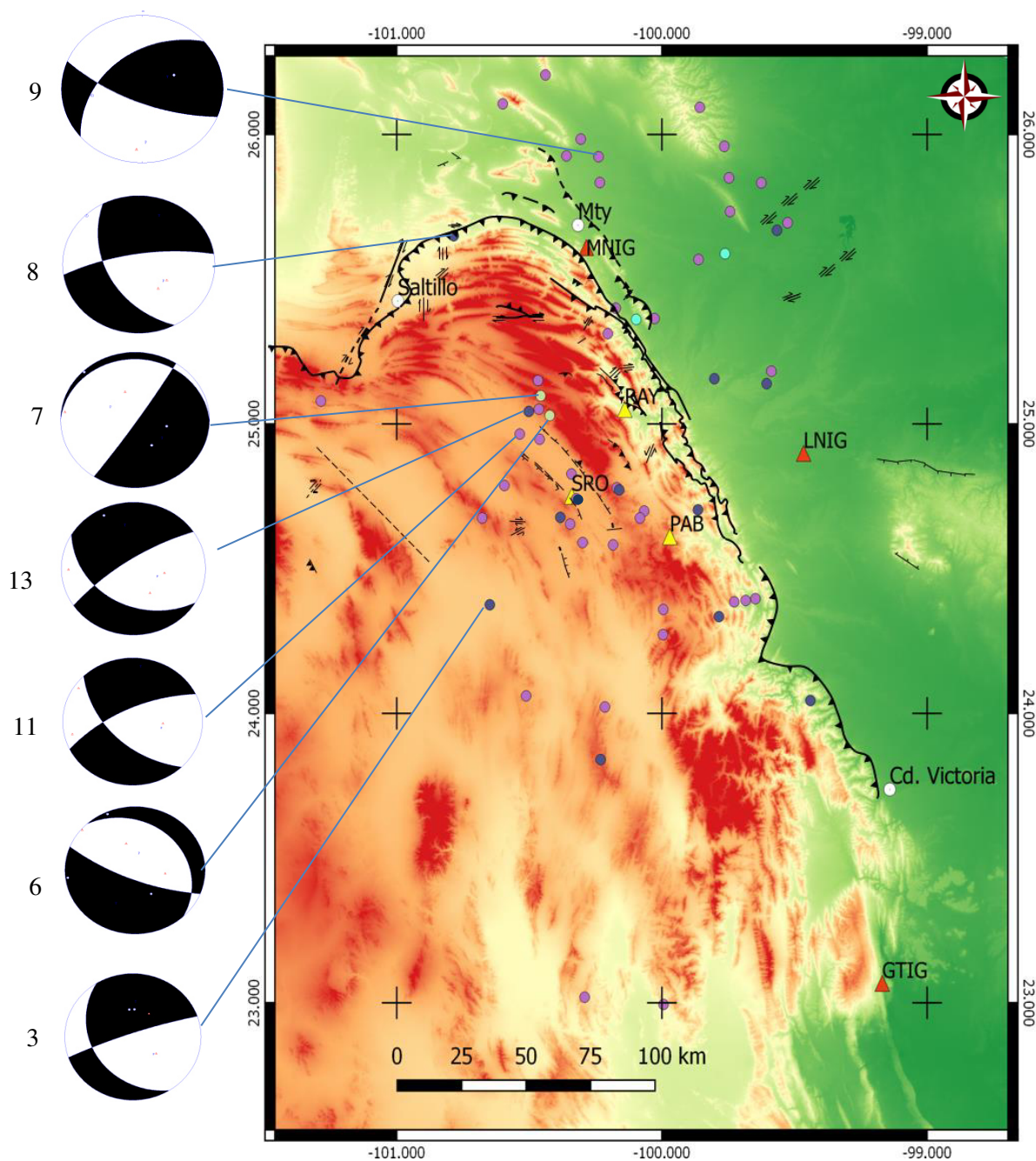


Figura 5. 7. Distribución espacial y mecanismos focales de los eventos sísmológicos localizados con el modelo de velocidades propuesto en el presente trabajo. El número junto al mecanismo focal representa el número de la de la tabla 5.1.

Tabla 5. 1 Soluciones de los mecanismos focales generados para los terremotos de la región del Noreste de México. La última columna indica el mecanismo generador.

Fig. No:	FECHA			Hora T0	Solución			Tipo de Falla
	Día	Mes	Año		\emptyset	δ	λ	
1	12	7	2016	01:52:57	177	48	-125	Lateral derecho con componente inverso
2	14	7	2016	10:52:57	249	44	60	Lateral derecho con componente normal
3	15	8	2016	02:04:03	331	26	174	Lateral izquierdo con componente inverso
4	30	8	2016	1:11:59	20	30	90	Inversa
5	13	9	2016	01:23:36	141	51	-127	Lateral derecho con componente normal
6	19	9	2016	02:14:06	317	18	-65	Normal
7	19	9	2016	03:04:06	271	6	-32	vertical
8	4	10	2016	10:00:02	152	44	-25	Lateral derecho con componente normal
9	21	10	2016	10:43:06	43	24	145	Lateral derecho con componente inverso
10	6	11	2016	01:30:40	283	25	69	Inversa
11	11	11	2016	10:07:40	136	53	-29	Lateral izquierdo con componente normal
12	4	12	2016	14:05:45	148	27	-14	Lateral derecho con componente normal
13	29	12	2016	08:46:57	121	33	-29	Lateral Izquierdo con componente normal
14*	17	1	2017	12:08:02	289	40	18	Lateral izquierdo con componente inverso
15	22	5	2017	04:08:28	225	40	-20	Lateral derecho con componente normal

Descripción: t0 = tiempo de origen, rumbo \emptyset , inclinación δ y deslizamiento λ , * = Mecanismo focal representado en la Figura 5.7.

Las eventos localizados a profundidades mayores de 6 km resultan más difícil de correlacionar con estructuras geológicas, debido a que la mayoría de los modelos geológicos en el Noreste de México no alcanzan más de tres kilómetros de profundidad (e.g. Padilla-Sánchez, 1985, Eguiluz *et al.*, 2001, Jasso Saldaña, 2007; Porras Vázquez, 2008, Torres Ramos, 2011).

Los modelos mas aproximados que describen con mayor profundidad el Noreste de México son los realizados por Bartolini & Mickus (2001), el cual propone varios modelos en el Noreste de México que cruzan las grandes provincias tectónicas de la región como el mostrado en la Figura 5.8.

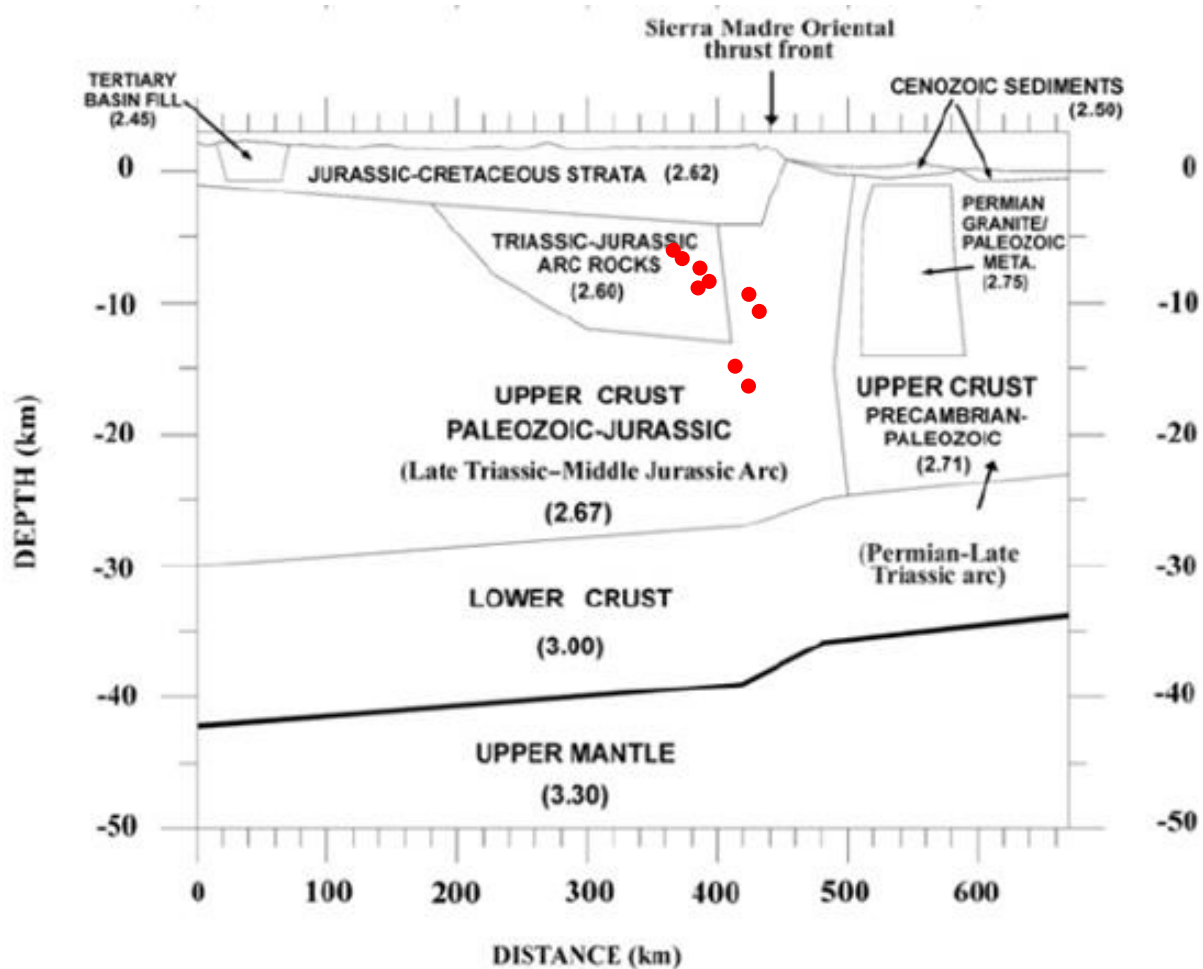


Figura 5. 8. Modelo de gravedad a lo largo del perfil C-C' (Figura 4.5). Este modelo cruza el arco volcánico Triásico tardío-Jurásico medio, el frente de la Sierra Madre Oriental y el arco volcánico del Pérmico-Triásico temprano. El número en paréntesis representa los valores de densidad del cuerpo y los puntos rojos representan la ubicación hipocentral de los 9 eventos restantes de la tabla 5.1 cuya profundidad varía entre los 6 a 15 km de profundidad. (Modificado de Bartolini & Mickus, 2001).

Los mecanismos focales de los 9 eventos restantes dan como resultados tres eventos generados apartir de fallas de laterales derechas con componentes inversa (Mecanismos número 1, 9, 12 y 15 de la Figura 5.6-7 y Tabla 5.1), con dirección NW-SE, lo que indica que se encuentran asociados a esfuerzos de compresión. Una de las soluciones sugiere de una falla inversa en dirrección NNE-SSW (Mecanismo numero 4 de la Figura 5.7 y Tabla 5.1). Cuatro de los restantes eventos presentan mecanismos laterales izquierdos con una fuerte componente de desplazamiento con dirección NE-SW. Todos estos sismos son sugeridos como consecuencia de movimientos de bloques de basamentos que se encuentran por debajo de la Sierra Madre Oriental (Figura 5.8).

De las localizaciones estimadas en los eventos cuya profundidad es mayor al espesor de la corteza continental en el Noreste de México, se tiene que tres de estos eventos arrojan una ubicación epicentral al este de la Sierra Madre Oriental, dentro de la Planicie Costera del Golfo de México, mientras que uno quedaría a 3 km de la estación San Roberto, dentro de nuestra área de estudio (Figura 5.9). La profundidad estimada para el evento dentro de la región es de 137 kms con un error de 12.2 km y un mecanismo generador de tipo inverso con desplazamiento lateral izquierdo (Figura 5.9), esta profundidad ubica al evento dentro del manto superior.

Este evento cae dentro del Bloque Tampico (Dickinson y Lawton, 2011) a unos ~50 km de limite con el Bloque Coahuila (Figura 5.10), cuya combinación con el mecanismo lateral izquierdo calculado en la solución, daría una posible asociacion al límite entre estos dos bloques. De igual forma, otro de los eventos de mayor profundidad es localizado alrededor de 60 km al norte de este límite, la profundidad calculada para este último evento es de 101 km y una Mw de 3.2. No obstante, la cantidad de información obtenida a estas profundidades dentro de la región fue muy escasa, se requiere de un posterior análisis con más información para poder dar con mayor precisión el mecanismo generador a estas profundidades.

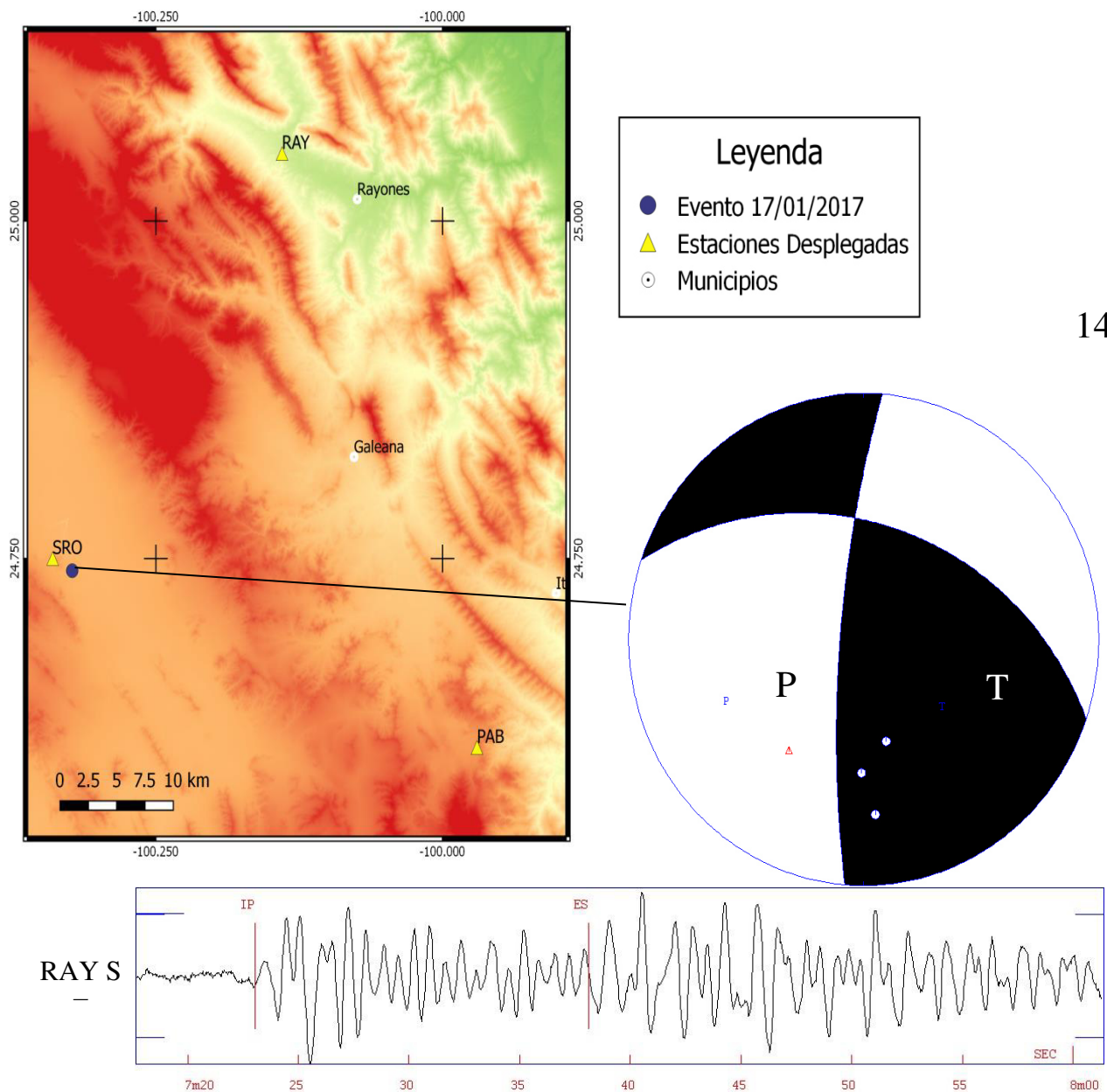


Figura 5. 9. Localización y solución de plano de falla del evento ocurrido el 17 de enero del 2017 a las 12:08:03 GTM a 3 kilómetros de San Roberto, con una profundidad de 137 Km y magnitud de momento de 2.8. El mecanismo generado es de tipo de rumbo con componente inverso. P y T indican los ejes de Presión y Tensión, respectivamente.

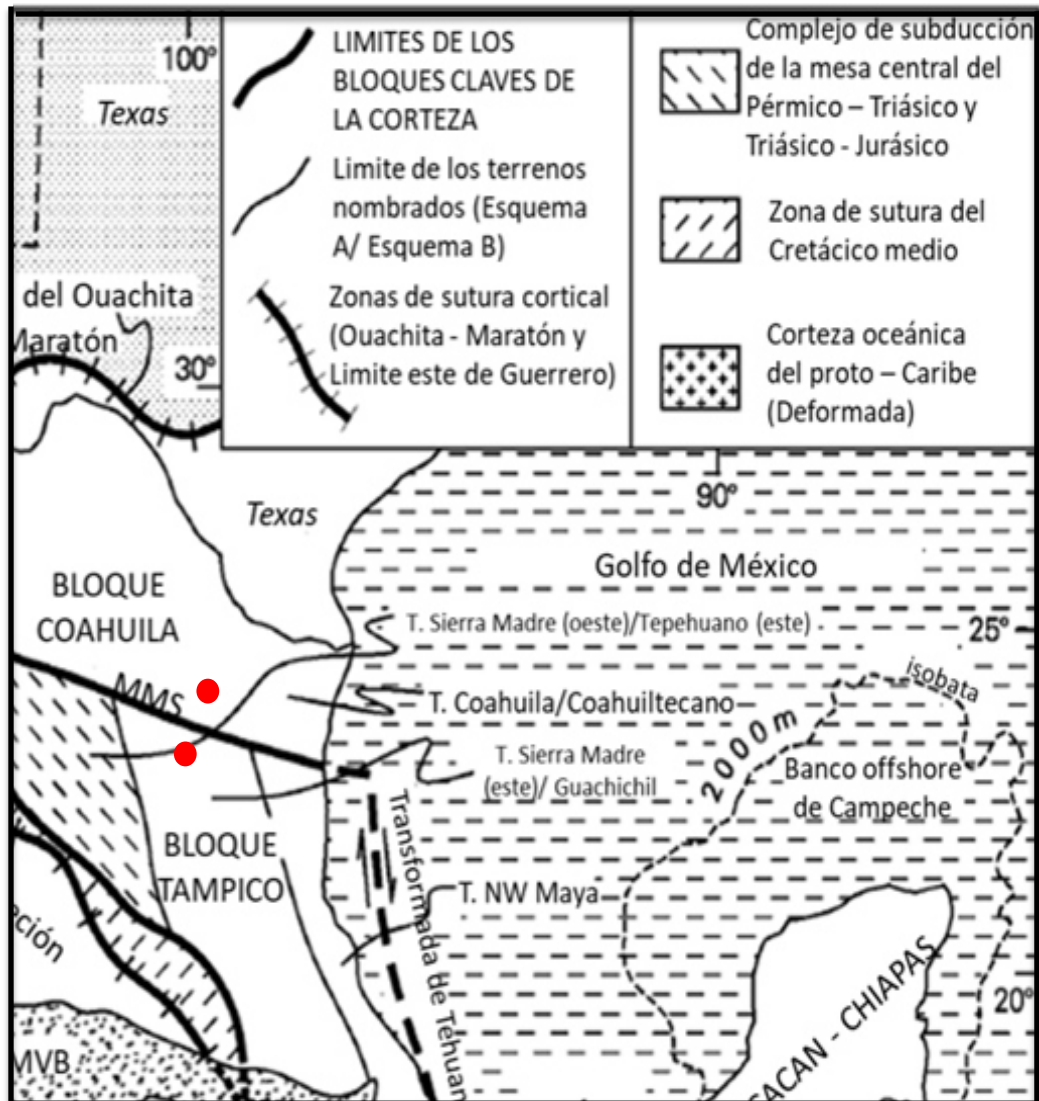


Figura 5. 10. Configuración de límites y Terrenos Tectono Estratigráficos del Noreste de México. Tomado de Dickinson y Lawton (2001). Los círculos rojos representan los eventos de mayor profundidad localizados al Noreste de México. El círculo superior es perteneciente al evento registrado el 14/01/2017 a las 19:29:19 GMT, y el círculo inferior al del 17/01/2017 a las 12:08:02.

VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

El despliegue de las estaciones temporales ha permitido una buena cobertura para la adquisición de eventos sísmicos al Oeste de la Sierra Madre Oriental, y si bien la cantidad de eventos obtenidos durante el periodo de monitoreo fue baja, existió una gran cantidad de eventos que fueron registrados de forma individual por algunas estaciones sísmicas, lo que deja evidencia de la existencia de la sismicidad continua en la región. Una mejor cobertura de la sismicidad quedara definida por la instalación de más estaciones sismológicas operando en la región, esto permitirá también estudiar con mayor precisión comportamientos de los mecanismos sísmicos generadores.

Por otro lado, el modelo de corteza obtenido a partir de un modelado gravimétrico ha arrojado una profundidad promedio de 43 km. para la discontinuidad de Mohorovicic en la región, este valor es aproximado a los estimados por Mickus y Montana (2001) dentro de su estudio de la corteza en el Noreste de México, mientras que el valor de V_p/V_s de 1.74 describe las propiedades de un medio relativamente homogéneo.

El modelo de velocidades propuesto para la región y específicamente sobre el área Noreste del Altiplano Mexicano, demuestra un mejor ajuste en las estimaciones de las localizaciones generadas en contraste con los modelos de velocidades utilizados cercanos a la región. Esto proporciona una menor incertidumbre para las localizaciones realizadas en el Sur de Nuevo León.

La distribución epicentral de los eventos al noroeste de la SMOOr presentó una alineación NW-SE. Esto ayudo a seguir posibles fallas geológicas. Las profundidades promedio varían a lo largo de todo el espesor cortical, aunque existio una mayor concentración de estos eventos dentro de la corteza continental. A su vez se obtuvieron cuatro eventos provenientes del Manto con profundidades promedio de 110 Km, aun así solamente uno fue ubicado dentro del área definida entre las estaciones temporales desplegadas en este trabajo, el registrado 17 de enero del 2017 a las 12:08:03 GTM.

Los mecanismos generados apartir del programa SEISAN arrojan mayormente fallas laterales con orientación al NW-SE, algunas otras como fallas inversas con orientación NE-SW, fallas normales con orientación NW-SE y una falla vertical. La correlación de estos mecanismos con algunas fallas geológicas documentadas de la SMOr arroja varios alineamientos con ciertas estructuras, como las relacionadas con las fallas cercanas a los anticlinales de Pinal Alto y el Poleo de los dos únicos eventos que lograron ser registrados en todas las estaciones, eventos del 19 de septiembre del 2016. Por su parte, existe una posible relación de dos de los eventos de mayor profundidad registrados durante el periodo de monitoreo a las límites entre los bloques Tampico y Coahuila.

Por último, la mayor concentración de los eventos registrados se encuentran a profundidades que varían entre los 6 a 20 km de profundidad. La relación de esta sismicidad estaría relacionada a estructuras de basamento como los bloques del arco volcánico Triásico tardío-Jurásico medio o el arco volcánico del Pérmico-Triásico temprano en el frente de la Sierra Madre Oriental.

6.2 Recomendaciones

La cantidad de estaciones temporales utilizadas durante este estudio fue la mínima recomendada, por lo que es necesario expandir el monitoreo con una mayor cobertura. Se sugiere la instalación de más estaciones temporales con cobertura azimutal.

El modelo de velocidades propuestos en el este trabajo y el empleado es un modelo inicial para poder localizar eventos sismológicos dentro de la región, y aunque la cantidad de los residuales es menor, los errores aumentan a menudo que el espesor de corteza también lo hace, por lo que es recomendado mejorar el modelo de velocidades con un método de inversión, el cual solo será posible con una mayor cantidad de datos sismológicos de la región, por lo que también se sugiere extender más tiempo el monitoreo de la sismicidad.

Se sugiere incrementar a su vez los estudios geofísicos dentro de la región para poder caracterizar mejor las estructuras geológicas de mayor profundidad y poder realizar una mejor correlación de los datos sísmicos con estructuras de basamento.

BIBLIOGRAFIA

- Aki, K. (1996). Generation and propagation of G waves from the Ningata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake momento, released energy, and stress-strain drop from F wave spectrum. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ. 44, p. 73-88.
- Alfonso, Z. J., (1978): Geología regional del sistema sedimentario Cupido. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, v. 30, n. 1, 2, p. 1-55.
- Anderson, T. H., and Silver, L. T., (1979): The role of the Mojave-Sonora Megasheare in the tectonic evolution of northern Mexico, in Anderson, T.H., and Roldán-Quintana, J., Eds. Geology of northern Sonora: Hermosillo, Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 59-68.
- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Henry, C.D., Becker, T., Chávez-Cabello, G., (2005), Reactivation of the San Marcos fault during mid- to late Tertiary extension, Chihuahua, Mexico: Geological Society of America Special Paper, 393, p. 509-521
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., (2007), Late-cenozoic intraplate-type volcanism in central and northern México: a review, in Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), Geology of Mexico: Celebrating the centenary of the Geological Society of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 422, p. 93-128.
- Bartolini & Mickus (2001), Tectonic blocks, Magmatic arcs, and Oceanic Terrains: A preliminary Interpretation Based on Gravity, Outcrop, and Subsurface Data, Northeastcentral Mexico, AAPG memoir, 75, 29-43
- Bufiler, R. T., and Sawyer, D. S., (1985), Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico basin: Transactions of the Gulf Coast Geological Society, v. 35, p. 333-344.
- Bullard, E. C., Everett, J. E., and Smith, A. G., (1965): The fit of the continents around the Atlantic; A symposium on continental drift. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A, v. 258, p. 41-51.
- Byerly, G. R., (1991), Igneous activity, in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. J, p. 91-104.
- Campa, M. F., (1985), The Mexican thrust belt, in Howell, D. G., ed., Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Number 1, p. 299-313
- Campa-Uranga, M. ., and Coney, P. ., (1983), Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of México: Canadian Journal of Earth Sci ences, v. 20, p. 1040-1051.
- Carrillo-Bravo, J., (1961), Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al N-W de Ciudad Victoria, Tampaulipas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 13, p. 7-27.

- Charleston, S., (1981): A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in Schmidt, C. I., y Katz, S. B., Eds., Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81-74, p. 28-36.
- Chávez Cabello, G., (2005), Deformación y magmatismo cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Juriquilla, Querétaro, Mexico, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, p. 266.
- Chávez Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossio-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., & Gonzalez-Naranja, G.A., (2005), La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del Noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57, p. 27-52.
- Chávez Cabello, G., Cossío-Torres, T. & Peterson-Rodriguez, R.H, (2004), Change of the maximum principal stress during the Laramide Orogeny in the Monterrey salient, northeast Mexico, Sussman, A.J., Weil, A.B. (eds.) Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analysis: Geological Society of America Special Paper, 383, p. 145-159.
- Chávez Cabello G., Torres Ramos J. A., Porras Vázquez N. D., Cossío Torres, T., y Aranda Gómez, J. J. 2011. Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63, 253-270.
- Coney, P. J., (1978), Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics, in Smith, R. B., and Eaton, G. P., eds., Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera: Geological Society of America Memoir 152, p. 33-50.
- Coney, P. J. y S. J. Reynolds, (1977), Cordilleran Benioff zones: Nature, 270, p. 403-406.
- Damon, P. E., and Shafiquillah, M., (1991), Chronology of Mesozoic magmatism in Sonora, northwestern Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 25, no. 5, p. 127.
- de Cserna, Z., (1989), An outline of geology of Mexico, in Bally, A. W., and Palmer, A. R., eds., The geology of North America—An overview: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. A, p. 233-264.
- Dickinson, W. R., (1981), Plate tectonic evolution of the southern Cordillera, in Dickinson, W. R., and Payne, W. D., eds., Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 481-509.
- Dickinson, W.R., & Lawton, T.F., (2001), Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico, Geological Society of America Bulletin, 113, p. 1142-1160.
- Doser, D. I., (1987), The 16 August 1931 Valentine, Texas, earthquake: evidence for normal faulting in west Texas: Bulletin of the Seismological Society of America, 77, p. 2005-2017.

- Doser, D. I., Rodriguez, J., (1993), The seismicity of Chihuahua, Mexico, and the 1928 Parral earthquake: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78, p. 97-104.
- Draper, N. R. and H. Smith (1981). *Applied Regression Analysis*, second edition, John Wiley and Sons, Inc., New York, 1966, p. 407.
- Eaton, J. P., (1969), HYPOLAYR, A computer program for determining hypocenters of local earthquakes in an earth consisting of uniform flat layers over a half space, U.S. Geological Survey Open-File Report, p. 155.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García & M., Marrett, R., (2000), Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, p. 1-26.
- Ewing, T.E., (1991^a), Structural framework, in Salvador, Amos, ed., *The Gulf of Mexico Basin*, v. J of *The geology of North America*: Boulder, Colo., Geological Society of America, p. 31-52.
- Fischer, M.P. Jackson, P.B., (1999), Stratigraphic control on deformation patterns in faults-related folds, a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico: *Journal of Structural Geology*, V. 21, p. 613-633.
- Fitz-Díaz, E.; Lawton, T. F.; Juárez-Arriaga, E.; Chávez-Cabello, G., (2017), The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics, *Earth Science Reviews*.
- Flawn, P. T., Goldstein, A., King, P. B., and Weaver, C. E., (1961), *The Ouachita System*: University of Texas Bureau of Economic Geology Publication 6120, p. 401.
- Flawn, P. T., and Díaz, G. T., (1959): Problems of Paleozoic tectonics in north-central and northeastern México. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 43, p. 224-229.
- Fowler, C.M.R, (1996). *The Solid Earth, An introduction to Global Geophysics*. Second Edition. Cambridge, United Kingdom, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS. p. 725.
- Franklin, J. N. (1970). Well-posed stochastic extensions of ill-posed linear problems, *J. Math. Anal. Appl.* 31, p. 682-716.
- Frohlich, C., Davis, S. D., (2002), *Texas earthquakes*: Springer, p. 277.
- Galván-Ramírez, I.N. & Montalvo-Arrieta J.C., (2008), The historical seismicity and prediction of ground motion in Northeast Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 25, p. 37-48.
- Garrison, J. R., Ramírez-Ramírez, C., and Long, L. E., (1980), Rb-Sr isotopic study of the ages and provenance of Precambrian granulite and Paleozoic greenschist near Ciudad Victoria, Mexico, in Pilger, R. J., ed., *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean*: Baton Rouge, Louisiana State University, p. 37-49.
- Geiger, L., (1912), Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from Geiger's 1910 German article), *Bulletin of St. Louis University*, v. 8 no. 1, pp. 56-71.

- Goldhammer, R. K. (1999), Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F. eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North Central Mexico. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340, p. 1-58.
- Gómez Arredondo, C.M., (2012). Relocalización y Parametros de Fuente del enjambre sísmico generado durante Agosto-Diciembre 2012 en el centro del Estado de Nuevo Leon, México. Universidad Autonoma de Nuevo Leon, Tesis de Mastría, p. 164-
- Gómez Arredondo, C.M., Montalvo Arrieta, J.C., Iglesias Mendoza, A., Pindola Castro, V.H., (2016). Relocation and seismotectonic interpretation of the seismic swarm of August – December of 2012 in the Linares área, northeastern Mexico. *Geofísica Internacional*, 55-2, p. 95-106.
- Grajales-Nishimura, J. M., Terrell, D. J., and Damon, P. E., (1992), Evidencias de la prolongacion del arco magmatico cordillerano del Triasico TardioJurasico en Chihuahua, Durango y Coahuila: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 42, p. 1-18.
- Griffiths. D. H., and R. F. King. (1981). *Applied Geophysics for Geologists and Engineers: The Elements of Geophysical Prospecting* (2da ed.). New York: Pergamon Press. p. 230.
- Gubbins D (2004) John Arthur "Jack" Jacobs, 1916-2003 - Price Medallist and Gold Medallist of the RAS, geophysicist, inspiration to generations of Canadian and British scientists., *ASTRON GEOPHYS*, 45, p. 34-34.
- Guerrero-Suastegui, M., (2004), Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur; with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico [Ph.D. thesis]: St. John's, Newfoundland, Memorial University, p. 600.
- Guzmán, E. J., and de Cserna, Z., (1963), Tectonic history of Mexico, in Childs, D. E., and Beebe, B. W., eds., *Backbone of the Americas, a symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 2, p. 113–129.
- Handschy, J. W., Keller, G. R., and Smith, K. J., (1987), The Ouachita system in northern Mexico: *Tectonics*, v. 6, p. 323-330.
- Hanks, T. C., and H. Kanamori (1979). A moment magnitude scale, *Journal of Geophysical Research*, 84, 5, p. 2348 – 2350.
- Hardbeck, J. L. and P. M. Shearer (2002). A new method for determining first-motion focal mechanisms. *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, p. 2064-2276.
- Hatcher, R. D., Jr., (1972), Developmental model for the southern Appalachians: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 2735-2760.
- Havskov, J & Ottemöller, L, (2010), *Routine Data Processing in Earthquake Seismology* Springer, p. 351.

- Huízar-Álvarez, R. y Oropeza-Orozco, O., (1989), Geomorfología Kárstica de la región de Galeana de la región de galeana, Estado de Nuevo León. Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geofísica, p.71-83.
- Hurtado, J. M., Hodges, K.V. & Whipple, K.X., (2001), Neotectonics of the Thakkhola Graben and implications of recent activity on the South Tibetan Fault System in the central Nepalese Himalaya, Geological Society of America Bulletin, 113, p. 222-240.
- Iriondo, A., (2001): Proterozoic basaments and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico. Colorado, University of Colorado [Ph D. Thesis], p. 222 p.
- Jackson, D.D., (1972). Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 28, p. 97-109.
- Jones, N. W., Lopez, R., and Cameron, K. L., (1995): Linda Vista pluton and latest Permian-Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila, México. Geological Society of America Abstract With Programs, v. 27, n. 6, p. 388.
- Jonhston. A. J. (1996). Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions-11. Historical seismicity. Geophys. J. Int. 125, p. 639-678.
- Kanamori, H. (1977), "The energy release in great earthquakes". J. Geophys. Res.,vol. 82, p. 1981-1987.
- Keller, G. R., L. W. Braile, G. A. McMechan, W. A. Thomas, S. H. Harder, W. F. Chang, and W. G., (1989). Jardine, Crustal structure of the Ouachita orogenic belt determined by a PASSCAL wide-angle reflection/refraction experiment, Geology, 17, p. 119-122.
- King, P. B., (1975), The Ouachita and Appalachian orogenic belts, in Nairn, A.E.M., and Stehli, F. G., eds., The ocean basins and margins: Volume 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean: New York, Plenum Press, p. 201-241.
- Klein, F. W. (2003). The HYPOINVERSE2000 earthquake location program. In: International handbook of earthquake engineering seismology. Academic press, Amsterdam, International Geophysics Series 81, 1619-1620.
- Lay, T. and Wallace, T. (1995). Modern Global Seismology. Ed. Academic Press. San Diego, California. p. 551.
- Lahr, J. G. and J. A. Snoke (2003). The HYPOELLIPSE earthquake location program. In: International handbook of earthquake engineering seismology. Academic press, Amsterdam, International Geophysics Series 81, p. 617-1618.
- Lahr, J. G. and J. A. Snoke (2003). The HYPOELLIPSE earthquake location program. In: International handbook of earthquake engineering seismology. Academic press, Amsterdam, International Geophysics Series 81, p. 1617-1618.

- Lawson, C. L., Hanson, R. L., (1974), Solving Least Squares Problems, Prentice Hall, 340 pp.
- Michaelson, C.A., 1987, Coda duration magnitudes in Central California, U.S.G.S. Open File Report, p. 87-588.
- Lee, W. H. K. and J. C. Lahr, (1975). HYPO71: A computer program for determining local earthquakes hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern. US Geological Survey Open-File Report 75-311, p. 100.
- Lee, W. H. K., J.C. Lahr and C. Valdez, (2013), International handbook of earthquake engineering seismology. Academic press, Amsterdam, International Geophysics Series, p. 81.
- Levenburg, K. (1944). A method for the solution of certain non-linear problems in least-squares, Quart. Appl. Math. 2, p. 164-168.
- Lienert, Barry & Berg, E & Frazer, Neil. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centred, scaled and adaptively damped least squares. Bulletin of the Seismological Society of America. 76. p. 771-783.
- Lienert, B.R. (1994) Hypocenter 3.2: A Computer Program for Locating Earthquakes Locally Regionally and Globally. Hawai'i Institute of Geophysics and Planetology, Honolulu.
- Lienert, B. R. and J. Havskov (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. Seism. Res. Lett. 66, p. 26–36.
- Lillie. R.J, (1993), Whole Earth Geophysics, An Introductory Textbook for Geologists and Geophysicists. Prentice Hall. Upper Saddle River, New Jersey, p. 361.
- Lowrie. W., (2007), Fundamentals of Geophysics, Second Edition, Cambridge, United Kingdom, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, p. 381.
- Marquardt, D. W. (1970). Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation, and nonlinear estimation, Technometrics 12, p. 591-611.
- Márquez Azúa, B., Cabral-Cano, E., Correa Mora, F., DeMets, C. (2003). A model for Mexican neotectonics based on nationwide GPS measurements, 1993-2001. Geofísica International, Vol. 43, Num. 3. p. 319-330.
- Marrett, R., Aranda-García, M., (2001), Regional structure of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico, en Marrett, R., (ed.), Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey salient, México: Austin, Texas, Bureau of Economic Geology, Guidebook, 28, p. 31-55.
- Mckee, J. W., Jones, N. W., and Long, L. E., (1990), Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 593-614.

- Michalzik, D., (1988), Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöslichen Sierra Madre Oriental, Mexico. Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: Darmstad, Alemania, tesis doctoral, p. 247.
- Michalzik, D., (1991), Facies of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 71, p. 243-259.
- Mickus, K., and Montana, C., (1999), Crustal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340.
- Mitre-Salazar, L. M., (1989), La megafalla laramídica de San Tiburcio, Estado de Zacatecas: *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 8, p. 47-51.
- Molina-Garza, R. S., and Geissman, J. W., (1996): Timing of deformation and accretion of the Antimonio terrane, Sonora, from paleomagnetic data. *Geology*, v. 24, p. 1131-1134.
- Molina-Garza, R. S., (2005): Paleomagnetic Data For The Late Triassic Acatita Intrusives, Coahuila, Mexico: Tectonic Implications”, *Geofísica Internacional*. Vol. 44, Num. 2, p. 197-210.
- Montalvo Arrieta J. C, (2009), El potencial de riesgo sísmico en el Noreste de México y sus implicaciones en la zona metropolitana de Monterrey, N.L., *Ciencia UANL*, 12, 4, p. 398- 408.
- Montalvo Arrieta, J.C., De León Gómez, H. & Valdéz González, C., (2006), LNIG: Nueva estación sísmica digital en el noreste de México, *Ingenierías*, Julio-Septiembre 2006, 9, p.17-24.
- Montalvo Arrieta, J.C., Ramos Zúñiga, L.G., Navarro de Leon, I., Ramírez Fernández, J. A., (2011), Una aproximación a la regionalización sísmica del estado de Nuevo León, basada en velocidades de propagación de ondas de corte y evidencia geología, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol, Núm. 2, 2011, p. 217-233.
- Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P. J., Centeno-García, E., and Gómez-Caballero, A., eds., *Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*: Guanajuato, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 154-155.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., and Centeno-García, E., (1995), Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. I., and Speed, R. C., (1994), Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, in Speed, R. C., ed., *Phanerozoic evolution of North American continental-ocean transitions*: Geological Society of America, Continent-Ocean Transect Volume, p. 265-306.
- Padilla y Sánchez, R. J., (1986), Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 25, p. 157-202.

- Pindell, J. L., (1985): Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.
- Puente-Solís, I.R. (2007), Distribución de los depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y plomo-zinc en el noroeste de México y ejemplo de los mantos de celestina de la Sierra del Venado, Coahuila. Tesis de maestría, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro, México.
- Ramírez Díaz, A., (2012), Estudio geológico – estructural del anticlinal la Caja (á Bonanza – Providencia), Sierra Madre Oriental, Ne de Zacatecas. Universidad Autonoma de Nuevo Leon, Tesis de Mastria, p. 159.
- Ramos Zúñiga, L.G., Medina-Ferrusquía,, H.C., Montalvo-Arieta. L.G, (2012a). Patrones de Sismicidad en la curvatura de Monterrey, noreste de México. *Rev. Mex. Cienc. Geol.*, 29, p. 572-589.
- Rebollar, B. C (1992), Reporte técnico: “Estudio de sismicidad local y regional de los estados de San Luis Potosí y Zacatecas”, Reporte del Centro de Investigacion científica y de educación superior de Ensenada, Departamento de Sismología, p. 1-14.
- Rodríguez-Cabo, J., (1946), Fenómenos geológicos en General Terán, N. L.: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 12, p. 7-43.
- Ruiz, J., Centeno-García, E., Coney, P., Torres-Vargas, R., Patchett, P. J., and Yañez, P., (1993), Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of Mexico based on geochemistry of basement rocks, in Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P. J., Centeno-García, E., and Gómez-Caballero, A., eds., *Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*: Guanajuato, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 128.
- Salvador, A., (1991^a), Triassic-Jurassic, in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico basin*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. J, p. 131-180.
- Salvador, A., (1987), Late TriassicfJurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 419-451.
- Schellhorn, R. W., (1987), Bouguer gravity anomalies and cristal structure of northern Mexico: Master’s thesis, University of Texas at Dallas, Richardson, p. 167.
- Scholz, C.H., (2002), *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 439.
- Schweitzer, J. (2001). HYPOSAT – An enhanced routine to locate seismic events. *Pure Appl. Geophys.* 158, p. 277-289.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R. C., (1993), Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 278, p. 146.

- Silver, L. T., and Anderson, T. H., (1974): Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American Craton margin, Geological Society of America, Abstract With Programs, v. 6, p. 955.
- Smith, C.I., 1981, Review of the geologic setting, stratigraphy, and facies distribution of the lower Cretaceous in northern Mexico, in Katz, S.M., Smith, C.I. (eds.), Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, Northern Mexico: Fieldtrip Guidebook, 11-16 November 1981: West Texas Geological Society, Publication 81-74, p. 1-27.
- Snoke, J. A. (2003). "FOCMEC: FOcal MEchanism Determinations." Retrieved August, 2014, from <http://www.geol.vt.edu/outreach/vtso/focmec/>.
- Snoke, J.A., Munsey, J.W., Teague, A.G. and Bollinger, G. A. (1984). A programme for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data, Earthquake Note, 55, p. 15.
- Stein, S & Wysession, M., (2003), An Introduction to Seismology Earthquakes and earth structure, Blackwell.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., and López, R., (1999): Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México, in: Ramos, V. A., and Keppie, J. D., eds., Laurentia-Gondwana Connections before Pangea. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 336, p. 227-252.
- Suter, M., (1991), State of stress and active deformation in Mexico and western Central America. In: Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., Blackwell, D.D. (Eds.), Neotectonics of North America: Boulder, Colorado Geological Society of America, Decade Map vol, p. 401-421.
- Sykes, L. R., (1978), Intraplate Seismicity, Reactivation of Preexisting Zones of Weakness, Alkaline Magmatism, and Other Tectonism Postdating Continental Fragmentation, Reviews of geophysics and space physics, 16, 4, p. 621-688.
- Talwani, M., J. L. Worzel, and M. Landisman, (1959), Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, J. Geophys. Res., 64, p. 49-59.
- Talwani, Pradeep & Acree, Steve. (1985). Pore Pressure Diffusion and the Mechanism of Reservoir-Induced Seismicity. p. 947-965.
- Tardy, M., (1980): Contribution a l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie de Paris, p. 445
- Torres-Ramos, J.A. (2011) Análisis geométrico y cinemático del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental entre los cañones La Boca y Santa Rosa, estado de Nuevo Leon, Universidad Autónoma de Nuevo Leon, Tesis de Maestría, p. 118.

- Torres-Vargas, R., Ruiz, J., Murillo-Muneton, G., and Grajales-Nishimura, J.M., 1993, The Paleozoic magmatism in Mexico: evidences for the shift from circum-Atlantic to circum-Pacific tectonism: Proceedings of the 1st Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Instituto de Geologia, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, p. 154-155. Tsuboi, C., (1979), Gravity: George Allen & Unwin (Publishers) Ltd. (1983 English translation).
- Walper, J. L., (1980), Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, in Pilger, R. H., Jr., ed., The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic Ocean: Baton Rouge, Louisiana State University, p. 87-98.
- Wicheru, D. W. and G. A. Churchill (1978). A comparison of ridge estimators, *Technometrics* 20, p. 301-311.
- Wiggins, R. A. (1972). The general linear inverse problem: implications of surface waves and free oscillations for earth structure, *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, p. 251-285.
- Wilson, J. L., (1990), Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico—A review: Special Publications of the International Association of Sedimentologists, v. 9, p. 235-255.
- Winker, C. D., and Buffler, R. T., (1988), Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 318-346
- Woods, R. D., Salvador, A., and Miles, A. E., (1991), Pre-Triassic, in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. J, p. 109-129
- Woollard, G. P., (1959), Crustal structure from gravity and seismic measurement: *J. Geophys. Res.*, 64, p. 1521-1544.
- Xie, J., (1998), Spectral inversion of Lg from earthquakes: a modified method with applications to the 1995, Western Texas earthquake sequence: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, p. 1525-153.
- Yutsis, V., Quintanilla-Lopez, Y., Krivosheya, K., Montalvo-Arrieta J.C., Chávez Cabello, G., (2012); Gravity Field Variations Associated with the Buried Geological Structures: San Marcos Fault (NE Mexico) Case Study, *International Journal of Modern Physics A*. 2012; 3: p. 1236-1246.

ANEXOS

ANEXO A: Parametros Fisicos del Instrumento para las estaciones SRO, RAY Y PAB:

- a) Peso total: 2.15 KG
- b) Frecuencia: 0.990
- c) Masa suspendida: 975.7 gramos
- d) Amortiguamiento: 0.282
- e) Ganancia: 6.789 Volts/inch/sec
- f) Eo: 0.0104 volts P
- g) Constante de Calibracion: 46.2 K. Dynes/Ampere

Las respuestas Instrumentales de las estaciones MNIG, LNIG, GTIG y MCIG fueron obtenidos multiplicando el sismograma por el factor 1.67×10^{-7} .

.

.

ANEXO B: Parametros dentro del archivo STATIONO.HYP:

```

RESET TEST(02)=500.0
RESET TEST(07)=0.09
RESET TEST(08)=1.85
RESET TEST(09)=0.0004
RESET TEST(11)=99.0
RESET TEST(13)=5.0
RESET TEST(34)=1.5
RESET TEST(35)=4.685
RESET TEST(36)=0.0
RESET TEST(41)=1000.0
RESET TEST(43)=5.0
RESET TEST(51)=3.6
RESET TEST(50)=1.0
RESET TEST(56)= 1.0
RESET TEST(58)= 100.0
RESET TEST(40)=1.0
RESET TEST(60)=5.0
RESET TEST(71)=1.0
RESET TEST(75)=1.0
RESET TEST(76)=0.48
RESET TEST(77)=0.0018
RESET TEST(78)=-3.96
RESET TEST(79)=1.0
RESET TEST(80)=2.0
RESET TEST(80)=2.0
RESET TEST(81)=1.0
RESET TEST(82)=1.0
RESET TEST(83)=1.0
RESET TEST(88)=1.0
RESET TEST(85)=0.1
RESET TEST(91)=0.1
MCIG2752.62N10129.02W 465
MNIG2536.56N10017.11W 681
LNIG2453.89N 9927.97W 295
GTIG2304.01N 9910.15W 374
BARR2436.60N 9957.20W2024
SRO 2445.00N10020.40W1901
RAY 2503.00N10008.40W1031
5.0      0.0
5.72     3.0
7.76     23.0
7.95     43.0      N
8.26     100.0
8.58     200.0
8.97     413.0
15.0 1100.2200. 1.74
TES

```